

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

Calage d'un modèle hydraulique 1D d'un segment de la rivière Athabasca, Alberta, Canada, à
l'aide d'images satellitaires Radarsat-2 haute résolution

Nicolas Desrochers

Essai de géomatique appliqué (GAE724) présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M. Sc), cheminement de type cours en géomatique

Mai 2017

©Nicolas Desrochers 2017

Composition du jury

Calage d'un modèle hydraulique 1D d'un segment de la rivière Athabasca, Alberta, Canada, à l'aide d'images satellitaires Radarsat-2 haute résolution

Nicolas Desrochers

Cet essai a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Mélanie Trudel, directrice de recherche

(Département de génie civil, faculté de génie)

Alexandre Langlois, autres membres du jury

(Département de géomatique appliquée, faculté des lettres et sciences humaines)

Résumé

Les inondations sont parmi les catastrophes naturelles ayant le plus grand impact sur les populations. On estime qu'environ 2 milliards d'individus auraient été affectés par des inondations entre 1985 et 2003. Le développement de système de prévision est donc d'une importance vitale pour réduire le stress socioéconomique associé aux inondations. Les stratégies de développement incluent, entre autres, les modèles de gestion des ressources en eau, hydrologiques et hydrauliques. Ce dernier gagne de l'intérêt grâce à une hausse des données de calage dérivées d'images satellitaires pour, notamment les données Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) puisqu'elles ne sont pas affectées par le couvert nuageux ni la noirceur. Celles-ci sont particulièrement importantes pour obtenir des informations sur des terrains difficilement accessibles. La région du delta des rivières de la Paix et Athabasca (PAD) bénéficie grandement des nouvelles images RSO hautes définitions puisqu'elle fait face à des données de débit et de niveaux d'eau saisonnières et/ou incomplètes. L'étude vise à caler un modèle hydraulique 1D d'une portion de la rivière Athabasca dans le PAD à l'aide de 18 images hautes résolutions Radarsat-2 (3m). Le calage consiste à ajuster les paramètres du modèle afin que les simulations représentent bien les observations. Des points de niveaux sont d'abord extraits d'un modèle numérique de terrain (MNT) à l'aide de la délimitation des étendues d'eau des images Radarsat-2. Les niveaux d'eau extraits sont ensuite utilisés pour le calage du modèle hydraulique 1D (HEC-RAS). Au total, 131 points de niveaux ont été extraits pour le calage du modèle. Une erreur quadratique moyenne de 0.26 m est obtenue suivant le calage. Deux techniques de validation ont été effectuées, soit une erreur quadratique moyenne de 0.20 m calculée entre les simulations de niveaux d'eau et des observations de niveaux in situ; et un indice de succès critique (ISC) de 0.83 en comparant les polygones d'étendue d'eau des images Radarsat-2 et simulés par le modèle hydraulique. Ces résultats surpassent la précision obtenue par d'autres études similaires à cause de l'aspect multi-temporel et la haute résolution des images RSO. Quelques incertitudes demeurent quant au manque de point de contrôle dans le prétraitement des images, aux pentes abruptes de la rivière et aux simulations des débits extrêmes du modèle hydraulique.

Table des Matières

Résumé.....	3
1. Introduction.....	9
1.1 Mise en contexte et problématique	9
1.2 Objectifs et Hypothèse.....	11
2. Cadre Théorique.....	11
2.1 Estimation des étendues et niveaux d'eau à l'aide de la télédétection	11
2.1.1 Concept de base du Radar.....	12
2.1.2 Détection de zone inondée par RSO	14
2.1.3 Méthode de classification des zones inondée par RSO	15
2.1.4 Estimation des niveaux d'eau par RSO	18
2.3 Modélisation hydraulique et calage	19
2.3.1 Les modèles hydrauliques.....	20
2.3.2 Calage d'un modèle hydraulique	22
2.3.3 Études de cas.....	24
3. Méthodologie	26
3.1 Site d'étude	26
3.1.1 Rivière Athabasca	26
3.1.2 Delta Peace-Athabasca.....	27
3.1.3 Section - Embarras Portage.....	28
3.2 Les Données.....	30
3.2.1 Données observées de niveau des eaux et de débits	30
3.2.2 Images Radar	34
3.2.2 Modèle numérique de terrain et bathymétrie	36

3.2.4 Données auxiliaires	37
3.3 Calage du modèle hydraulique à partir des images RSO	40
3.3.1 Extraction des étendues et niveaux d'eau à partir des images RSO	40
3.3.2 Mise en œuvre du modèle hydraulique	42
3.3.3 Calage et validation du modèle hydraulique.....	44
4. Résultats	44
4.1 Délimitation des étendues d'eau par images RSO	44
4.2 Estimation des niveaux d'eau	49
4.3 Calage du modèle hydraulique.....	50
4.4 Validation.....	53
5. Discussion	58
5.1 Délimitation des étendues d'eau par images RSO	58
5.2 Estimation des niveaux d'eau	60
5.3 Calage du modèle hydraulique.....	64
5.4 Validation du modèle hydraulique.....	65
6. Conclusion et recommandation.....	65
Références	67
Annexe I.....	72
AnnexeII	82

Liste des figures

Figure 1: Schéma illustrant les différents mécanismes de diffusion pour les bandes C, X et L, P dans l'interaction avec diverses surfaces en condition inondée et non inondée (adapté de Schumann et Muller, 2015).....	15
Figure 2:Exemple de l'histogramme des valeurs radiométriques d'une image RSO démontrant le chevauchement entre les pixels inondés et autres terrains (Adapté de Hostache et al., 2009).	17
Figure 3: Organigramme de la méthode REFIX. (Adapté de Schumann et al., 2007b)	19
Figure 4: Illustration des termes de l'équation d'énergie sur un schéma d'une section transversale. (Adapté de Brunner, 2016)	21
Figure 5: Distribution des coefficients de Manning selon les subdivisions.....	21
Figure 6: Carte de localisation de la rivière Athabasca et du site d'étude (Carte produite par l'auteur).....	27
Figure 7: Direction de l'écoulement dans le delta Paix-Athabasca. (Adapté de PADEMP, 2017)	28
Figure 8 : Carte de localisation de l'étendue du site d'étude avec stations hydrométriques	29
Figure 9 : Profil du lit du segment de la rivière a) Athabasca et b) Embarras.....	30
Figure 10: Carte de localisation des stations hydrométrique et météorologique	31
Figure 11 : Relation empirique entre les débits des stations 07DD001 et 07DA001	32
Figure 12 : Localisation des observations de niveaux acquises en 2008 (a), 2012 et 2016 (b)....	33
Figure 13: Débit de la station 07DA001 pour les années 2012 à 2016 avec les images Radarsat-2 disponibles et sélectionnées	34
Figure 14: Couche Lidar avec bathymétrie intégrée.....	37
Figure 15: Produit NDVI dérivé d'image Sentinel 2.....	38
Figure 16: Dénivelé d'une portion du site d'étude.....	39
Figure 17: Organigramme détaillant la méthodologie utilisée dans l'extraction des étendues et niveaux d'eau de la rivière du site d'étude. Adapté de Schumann (2007b).....	40

Figure 18: Carte représentant les différentes couches vectorielles et coupes transversales mises en place pour le modèle hydraulique.	42
Figure 19 : Exemple d'une coupe transversale sans digues (A) et avec digues (B) après une simulation avec les niveaux d'eau du 15 juin 2012, 12 juillet 2016 et 13 octobre 2012.....	43
Figure 20: Délimitations des images 2012 sur le couche MNT avec bathymétrie.	46
Figure 21: Délimitations des images 2015 sur le couche MNT avec bathymétrie.	47
Figure 22: Délimitations des images 2016 sur le couche MNT avec bathymétrie.	48
Figure 23: Répartition des sections transversales par rapport à l'année d'acquisition utilisée pour l'extraction des points de niveaux	50
Figure 24: Sections de calage des coefficients de Manning	51
Figure 25: Courbe de tarage utilisé pour le calage du modèle hydraulique.....	52
Figure 26: Profil simulé des niveaux d'eau (WS) du 15 juin 2012 (2056 m ³ /s), 12 juillet 2016 (1142 m ³ /s) et 13 octobre 2012 (512 m ³ /s) avec les observations de niveaux obtenus des images RSO (OWS)	53
Figure 27: Profil simulé du niveau d'eau (WS) du 5 juillet 2016 (882 m ³ /s) avec les observations de niveaux prises sur le terrain (OWS)	53
Figure 28: Délimitations simulées pour l'année 2012 sur la couche MNT avec bathymétrie	55
Figure 29: Délimitations simulées pour l'année 2015 sur la couche MNT avec bathymétrie	56
Figure 30: Délimitations simulées pour l'année 2016 sur le couche MNT avec bathymétrie	57
Figure 31: Exemple d'un palier abaisser sur la berge inférieure d'un méandre (A) et le profil de la coupe transversale illustré (B) avec les niveaux d'eau du 15 juin 2012, 12 juillet 2016 et 13 octobre 2012.....	62
Figure 32: Exemple d'un palier surélevé sur la berge (A) et le profil de la coupe transversale illustré (B)	63

Liste des tableaux

Tableau 1: Résumé des différentes valeurs de Manning selon le type de canaux à surface libre (adapté de Chow 1959).	22
Tableau 2: Tableau de contingence pour la classification des pixels humide. (Adapté de Grimaldi et al., 2016)	23
Tableau 3: Résumé des résultats des indices de performance pour les trois modèles de Domeneghetti et al. (2014)	26
Tableau 4: Débits, précipitations et vitesse de vents lors des mesures in situ de niveaux.....	34
Tableau 5: Débits, précipitations et vitesse du vent selon la date d'acquisition des données Radarsat 2.....	35
Tableau 6: Caractéristiques d'acquisition des images Radarsat-2. (CSA, 2017)	35
Tableau 7: Valeur de Manning attribuée aux différentes sections transversales du modèle	51
Tableau 8: Résultats du test ISC	58
Tableau 9: Nombre de points de niveaux extrait par date d'acquisition avec débits	61

1. Introduction

1.1 Mise en contexte et problématique

Les inondations représentent un des types de catastrophes naturelles ayant le plus grand impact sur les communautés humaines. Dilley et al. (2005) ont rapporté qu'environ 2 milliards d'individus auraient été affectés par des inondations entre 1985 et 2003. De plus, l'urbanisation et le changement d'occupation du sol ont augmenté la fréquence et le risque des impacts négatifs des inondations (Uhlenbrook, 2009). Les modèles climatiques prévoient aussi une augmentation des risques d'inondations dans les années à venir (GIEC, 2016). Le stress socioéconomique dû aux inondations a donc conduit au développement de systèmes de prévision incluant des modèles hydrologique, hydraulique et de gestion des ressources en eau (Abbot, 1999).

Les modèles hydrologiques sont principalement utilisés pour calculer le bilan d'eau d'un bassin versant et simuler les débits en rivières. Ils sont particulièrement utiles pour comprendre comment un climat ou changement de climat affecte le bassin versant dans son ensemble. Les modèles hydrauliques sont plutôt utilisés pour simuler les niveaux d'eau des rivières à partir d'information sur les débits. Dans le contexte des inondations, l'utilisation des modèles hydrauliques devient de plus en plus intéressante grâce à une hausse des données de calages dérivées d'images satellitaires et de validation dans les dernières décennies (Werner et al., 2005). Les modèles hydrauliques sont, entre autres, utilisés pour déterminer les zones inondables qui entourent une rivière. Ces modèles se basent sur la bathymétrie ainsi que les modèles d'élévation de terrain (MNT). En indiquant un débit entrant particulier aux modèles, on peut simuler le niveau de l'eau sur la rivière et, en cas de débordement, sur les plaines adjacentes (Grimaldi, 2016). Ces modèles nécessitent un calage des paramètres. Le calage d'un modèle hydraulique signifie l'ajustement des différents paramètres du modèle et plus particulièrement le coefficient de Manning afin que les niveaux d'eau simulés correspondent aux niveaux d'eau observés. Le coefficient de Manning représente la valeur de rugosité d'un segment de rivière. Entre autres, il détermine la friction qu'exerce la forme physique de la rivière sur l'eau qui s'écoule (Chadwick et al., 2013). En période d'inondation, le niveau d'eau d'une rivière déborde sur la plaine inondable, il est donc nécessaire de définir le coefficient de rugosité pour la section inondée. La rugosité peut changer en fonction de la topographie et de la granulométrie de la rivière, mais aussi de la végétation (Hager et Schleiss, 2009 ; Darby, 1999). Traditionnellement, le calage du

modèle hydraulique s'effectue à l'aide de données de débit et niveaux observés en rivières. Cependant, ces observations peuvent être difficiles à acquérir, particulièrement lors de forts débits, et demandent beaucoup de ressources.

L'avenue de la télédétection permet d'obtenir des informations sur des terrains difficilement accessibles. Ces informations peuvent être très utiles lors du calage des modèles hydrauliques (Mason et al, 2012). Les données de télédétection telles que les (MNT) et les images Radar à synthèse d'ouverture (RSO) ont permis aux chercheurs de raffiner leurs modèles et d'augmenter la précision des prévisions de l'étendue des zones inondables (Di Baldassarre et Uhlenbrook, 2012; Schumann et al., 2015; Yan et al., 2015). Les images RSO sont particulièrement utiles puisqu'elles ne sont pas affectées par le couvert nuageux ni la noirceur (nuit). Les images RSO permettent d'obtenir l'information sur le terrain observé et délimiter l'étendue d'une masse d'eau (Bates et al., 2014). La délimitation d'une masse d'eau combinée avec un MNT à haute résolution permet donc d'extraire le niveau altitudinal d'un plan d'eau (Matgen et al., 2007 ; Schumann et al., 2008). Ces informations peuvent ensuite être utilisées dans le calage des modèles hydrauliques (Di Baldassarre et Uhlenbrook, 2012 ; Schumann et al., 2015).

Le delta des rivières de la Paix et Athabasca (PAD) est l'un des deltas d'eau fraîche intérieure le plus large du monde (Peters et al., 2006a). Ce milieu humide fait partie du parc national de Wood Buffalo situé au nord de la province de l'Alberta. Le PAD contient un peu plus de 1000 lacs et bassins humides (Jaques, 1989) et est sujet aux inondations (Leconte et al., 2001). Cet environnement est aussi inhabité et peu accessible. Les premières modélisations hydrauliques du delta remontent à Sydor et al. (1979) dont le modèle a été utilisé par le PAD-IC (Farley and Cheng, 1986) et le Northeast Region Biofeedback Society (Aitken and Sapach, 1994). Un autre modèle a été réalisé par Peters et Prowse (2001) en utilisant des données des stations hydrométriques. Cependant, la région du delta des rivières de la Paix et Athabasca fait face à des données de débit et de niveaux d'eau saisonnières et/ou incomplètes (Peters et al., 2006a ; Environnement Canada, 2017). La venue de nouveaux satellites RSO haute définition tels que TerraSAR-X et Radarsat-2 offre l'opportunité d'effectuer le calage d'un modèle hydraulique dans le PAD avec plus d'observation.

1.2 Objectifs et Hypothèse

L'objectif principal consiste au calage d'un modèle hydraulique à une dimension, 1D (à partir du logiciel HEC-RAS) d'un segment de la rivière Athabasca dans le delta des rivières de la Paix et Athabasca (PAD) à l'aide d'images RSO. Les objectifs secondaires sont :

- Estimer la variation des niveaux d'eau à l'aide d'images Radarsat-2.
- Modéliser la variation des niveaux d'eau sur une portion de la rivière Athabasca à l'aide du modèle hydraulique 1D (HEC-RAS).

2. Cadre Théorique

2.1 Estimation des étendues et niveaux d'eau à l'aide de la télédétection

La télédétection est de plus en plus utilisée pour l'observation de zone inondée (Schumann et al, 2009a). La photographie aérienne permet d'obtenir des données de haute-résolution, mais nécessite l'organisation de vol spécifique à la tâche et demeure très coûteuse (Yan et al. 2015). L'imagerie satellitaire offre une alternative pouvant être plus abordable à long terme en échange d'une résolution spatiale allant de fine à grossière (Grimaldi, 2016). Parmi les plateformes satellitaires utilisées en télédétection, on retrouve des capteurs optiques ainsi que des instruments micro-ondes passives et actives.

L'utilisation de capteurs optiques pour la cartographie de milieux humides s'est démontrée fructueuse. Faruolo et al. (2009) ont utilisé des données MODIS avec une résolution spatiale de 250 m et une résolution temporelle de 3 à 9 heures pour cartographier des anomalies d'inondations en temps quasi réel. Avec des images LANDSAT 7 TM (30 m), Wang (2004) a cartographié 90% du territoire inondé délimité à l'aide de photographies aériennes et d'observation sur le terrain. Cependant, les capteurs optiques ne permettent pas l'acquisition de donnée durant la nuit ni en période nuageuse et sont inadéquats pour détecter des zones inondées en milieux forestiers (Wilson et al., 2007).

Les micro-ondes passives permettent la détection de zones inondées en mesurant la radiation thermique naturelle émise par la surface. Les systèmes exploitant ce signal utilisent normalement

des radiomètres opérant sur un spectre allant de 0.4 à 35 GHz et obtiennent donc une résolution spatiale allant de 20 à 100 km (Rees, 2012). Hamilton et al. (1996) se sont servis du Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR avec une résolution spatiale de 25 km) sur le satellite Nimbus 7 afin de modéliser les inondations saisonnières de la rivière Paraguay au Brésil. Sippel et al. (1994, 1998) ont aussi observé différents stades d'inondations de la rivière Amazon à l'aide de micro-onde passive à une résolution d'environ 27 km. La détection et la cartographie de zones inondées par micro-ondes passives restent tout de même uniquement utiles pour l'étude de rivières ou milieux humides très larges (Smith, 1997). La résolution spatiale grossière des capteurs micro-ondes passives demeure inappropriée pour la surveillance et la modélisation d'étendue d'eau plus petite que 1000 km² (Schumann et al. 2009b).

Plusieurs auteurs ont relaté les utilités et applications des capteurs RSO dans la détection de zones humides (par exemple : Hess et al., 1990 ; Kasischke et al., 1997 ; Ramsey, 1998 ; Henderson et Lewis, 2008). Les images RSO sont reconnues comme étant une source d'information fiable en télédétection pour la surveillance et l'étude des inondations de rivières ayant moins de 1 km de largeur (Schumann et al., 2009b ; Mason et al, 2010). Les capteurs RSO offrent différent mode d'acquisition résultant en différente résolution spatiale et grandeur d'image. Les satellites COSMO-SkyMed, TerraSAR-X et Radarsat-2 peuvent obtenir une résolution allant de 1 à 100 m, 1 à 18 m et 3 à 100 m respectivement (Parker, 2012). Ces trois satellites sont d'excellent candidat pour aider au calage de modèle hydraulique puisqu'ils peuvent atteindre des résolutions spatiales de moins de 5 m (Schumann et al. 2012).

2.1.1 Concept de base du Radar

Le Radio Distaning and Ranging ou Radar est basé sur le principe d'écholocalisation qui stipule qu'en mesurant le temps de retour d'un signal, il est possible de déterminer la distance du capteur à un objet si la vitesse du signal est connue. Il est ensuite possible d'obtenir de l'information sur la rugosité du terrain en analysant l'intensité du retour du signal sur une région particulière. Le Radar est une forme de télédétection active puisque le capteur est muni d'une antenne qui envoie son propre signal. La fréquence ou longueur d'onde de ce signal peuvent varier selon le modèle du capteur (Woodhouse, 2006).

Le RSO est caractérisé par son antenne ajustable qui utilise les principes de l'effet Doppler pour obtenir une résolution spatiale, dite synthétique, plus fine que ce qui est normalement possible avec les mécanismes de vue panoramique à angle d'élévation constant ou ROR (Radar à ouverture réel) (Schumann et Moller, 2015). Suivant le déplacement du satellite, le RSO envoie de nombreux signaux sur un même objet et détecte la variation du retour du signal à une différente position d'antenne. Ces signaux sont ensuite stockés pour être traités ensemble afin d'obtenir une image où la résolution des objets est plus fine. Cette méthode permet à l'utilisateur de choisir parmi un spectre de ratio de résolution spatiale et d'étendue d'images (Rees, 2001). Le signal de rétrodiffusion capté dépend aussi des caractéristiques du capteur, telles que la fréquence, la polarisation et l'angle d'incidence.

Des études ont démontré que les bandes L (15-30 cm), C (3.75-7.5 cm) et X (2.5-3.75 cm) (référant à la fréquence électromagnétique selon le standard IEEE) sont mieux adaptées à détecter les zones inondables (Bruder et al., 2003 ; Grimaldi et al., 2016). La bande L, la plus grande longueur d'onde des trois, permet une meilleure pénétration de la canopée ce qui la rend préférable dans les régions boisées (Schumann et al., 2012). Il a aussi été démontré que les plus petites longueurs d'onde, bandes C et X, sont particulièrement utiles dans des zones herbacées (Whitcomb et al., 2009).

Les RSO peuvent émettre et/ou recevoir le signal dans différentes polarisations. La polarisation se décrit comme l'orientation d'une onde émise et reçue sur un axe vertical et horizontal (Shipman et al., 2015). Des expériences effectuées sur les différentes polarisations ont démontré qu'une polarisation HH (signal émit horizontal – signal reçu horizontal) était le plus efficace pour détecter des zones inondées puisqu'elle est moins sensible à la rugosité à la surface de l'eau causée par le vent (Henry et al., 2006). Schumann et al. (2007a) ont constaté que l'utilisation conjointe des polarisations VV et VH favorise la mise en évidence d'objet vertical telle que la végétation inondée.

L'angle d'incidence se réfère à l'angle entre le faisceau du Radar et la droite normale à la surface du sol (Woodhouse, 2006). Une étude menée par Lang et Kasischke (2008) a révélé que l'angle d'incidence avait peu d'impact sur la détection de zones inondées en milieu boisée.

2.1.2 Détection de zone inondée par RSO

La détection de zones inondées à l'aide d'un satellite RSO s'effectue en fonction de l'intensité du signal de retour. Cette intensité dépend de l'interaction du signal d'envoi avec les composantes géométriques (c.-à-d. forme et texture) et caractéristiques diélectriques de la cible (Woodhouse, 2005).

Les propriétés diélectriques d'un objet dictent l'intensité du signal de retour et affectent la profondeur de pénétration du signal (Raney, 1998). La constante diélectrique est un paramètre caractéristique du comportement électrique d'un milieu. La valeur de la constante diélectrique des matériaux naturels secs est plutôt basse (2-3) en comparaison avec des matériaux ayant une teneur accrue en eau qui ont une valeur plus élevée (80 pour l'eau). L'augmentation de la teneur en eau d'une cible mène donc à une réflectivité plus élevée du signal (Schumann et al., 2012).

Dans le cadre de la cartographie d'un milieu humide, un même pixel verra son intensité augmenter avec la hausse de la teneur en eau jusqu'à l'inondation de la surface où l'intensité du signal chutera suite à une réflexion spéculaire du signal qui redirigera le signal loin du capteur (Schumann et al., 2012). Les surfaces rugueuses émergées, au contraire, reflètent l'énergie du signal dans différentes orientations dont en direction du capteur (Grimaldi, 2016). La figure 1 illustre les différentes interactions d'un signal radar avec des cibles particulières selon leurs longueurs d'onde en condition inondée et non inondée. Les RSO peuvent rencontrer certaines difficultés quant à la détection de zones inondées notamment par temps venteux où la surface de l'eau devient plus rugueuse, lors d'averse de forte intensité et par un couvert de glace ou de neige (Marzano et al., 2011; Pulvirenti et al., 2014). La végétation émergée peut aussi affecter l'intensité de la réflexion en effectuant un double rebond sur les troncs d'arbres ou hautes herbes (Zwenzner et Voigt, 2009).

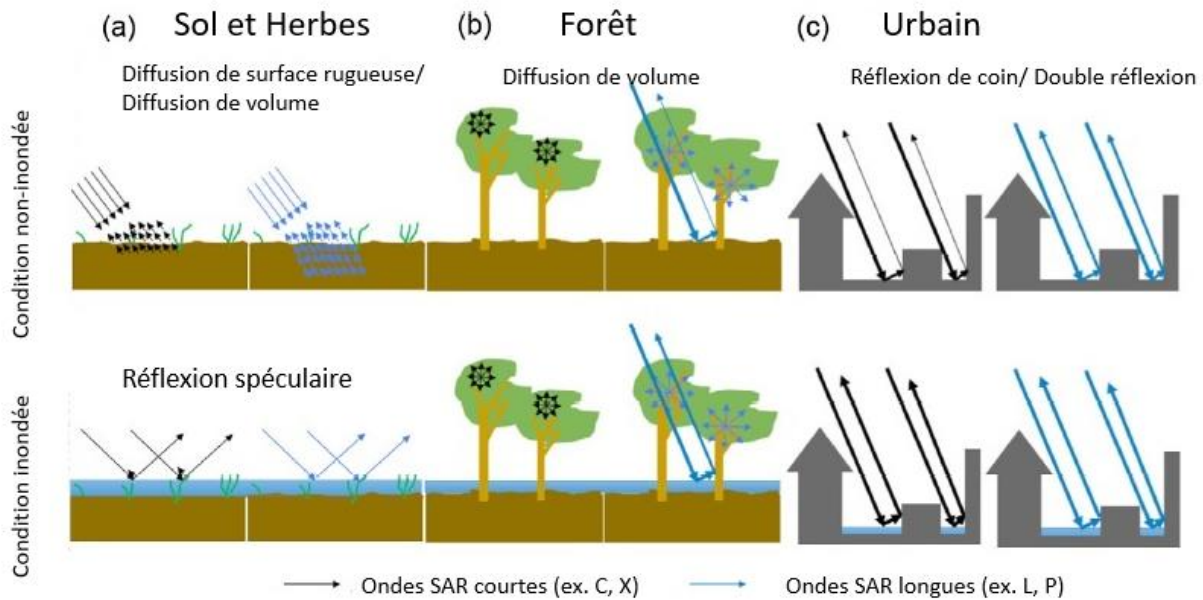


Figure 1: Schéma illustrant les différents mécanismes de diffusion pour les bandes C, X et L, P dans l'interaction avec diverses surfaces en condition inondée et non inondée (adapté de Schumann et Muller, 2015)

2.1.3 Méthode de classification des zones inondée par RSO

Un certain nombre de techniques de traitement peuvent être employés afin de déterminer l'étendue d'une surface d'eau à partir d'une image RSO. Parmi ces techniques, on compte la classification supervisée, la méthode de contour actif, l'interprétation visuelle et l'histogramme de seuillage (Schumann et al, 2012).

2.1.3.1 Interprétation visuelle

L'interprétation visuelle est une technique dont le but est de numériser l'étendue de la zone inondée manuellement. La délimitation s'effectue en traçant un polygone autour de la zone par jugement arbitraire de l'utilisateur (Schumann et al., 2012). Dans le but de gérer une inondation à petite échelle, MactIntosh et Profeti (1995) ont généré une cartographie par interprétation visuelle à partir d'images ERS SAR (30 m). En comparant leurs résultats avec le positionnement de repères géomorphologiques, ils obtiennent une erreur de positionnement de 32 m en moyenne pour la délimitation de la zone inondée. Brivio et al. (2002) ont aussi réalisé une classification d'une zone inondée par interprétation visuelle à partir d'image ERS SAR (30m), mais n'ont atteint que 20% de la couverture totale de la zone inondée. Cette méthode demeure très

subjective puisqu'elle ne compte que sur les connaissances de l'utilisateur dans la différentiation de la terre sèche et submergée. Un obstacle majeur à l'interprétation visuelle reste la résolution spatiale des images RSO (Oberstadler et al., 1997). La technologie Lidar, une méthode de mesure de surface employée dans la création de modèles numériques de terrain de haute résolution, peut cependant être utilisée pour identifier les ruptures de pente évidentes réduisant ainsi le potentiel d'erreur dans la caractérisation de la plaine inondable (Mason et al., 2007). L'utilisation d'images hautes résolutions, tel que Radarsat-2 (3 m), permettrait également d'obtenir une meilleure classification d'image.

2.1.3.2 Méthode de contour actif

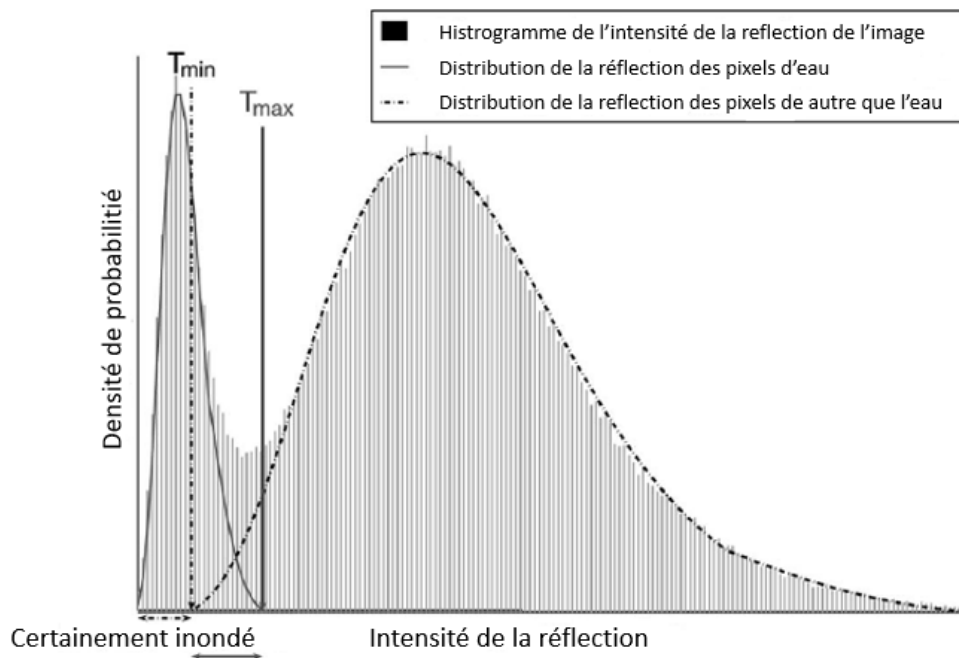
La méthode de contour actif, communément appelé «snakes», consiste en l'utilisation d'un contour curviligne dynamique pour rechercher dans l'image des bordures de région identifiée comme statistiquement homogène (Williams et Shad, 1992). Horrit et al. (2001) ont appliqué cette méthode sur des images RSO pour la détection de zones inondées et ont ensuite comparé leurs résultats avec une interprétation visuelle de photographies aériennes. La délimitation obtenue avec les images RSO coïncidait à moins de 20 m à 70% avec celle des photographies aériennes. Cependant, cette méthode est assez lente pour le traitement d'image large et est moins performante dans le cas de petites régions inondées isolées. Elle demande aussi l'ajustement de nombreux paramètres (Schumann et al., 2012).

2.1.3.3 Classification supervisée

Les méthodes de classifications supervisées se basent sur le concept de segmentation spectral et/ou radiométrique d'une image par le biais de classe d'entraînement (Richard, 2013). De Roo et al., (1999) ont utilisé cette méthode pour la délimitation de zones inondées avec des images ERS-SAR (30 m) et deux classes d'entraînement, soit «inondé» ou «non-inondé». Leur classification est ensuite comparée avec une interprétation visuelle faite à partir de photographies aériennes. La classification de l'image ERS-SAR délimite un peu plus de 80% du territoire délimité par l'interprétation visuelle des photographies aériennes. Cette méthode est par contre difficile à automatiser puisque les zones de classification doivent être choisies par l'utilisateur (Schumann et al., 2012).

2.1.3.4 Histogramme de seuillage

Le seuillage d'histogramme est une technique simple et efficace pour obtenir une classification binaire automatique des zones inondées. La méthode d'Otsu (Otsu, 1979) est effectuée par un seuillage automatique depuis l'histogramme de l'image. Le seuil est ensuite appliqué à l'image pour diviser les différents niveaux de gris en deux classes distinctes représentées par 0 (pixel inondé) ou 1 (pixel non inondé). Cette méthode a été utilisée pour cartographier l'étendue de la zone inondée dans plusieurs études portant sur le calage d'un modèle hydraulique à l'aide d'image RSO (ex. Matgen et al. 2004; Schumann et al., 2010). Matgen et al. (2011) ont testé six différentes méthodes de seuillage avec des images à résolution grossière (Envisat ASAR WSM – 150 m et Radarsat-1 SAR STANDARD – 30 m) et cartographié en moyenne 85% de l'étendue de la zone inondée. Hostache (2009) a utilisé une version modifiée de la méthode de Otsu en identifiant la valeur maximale de la distribution des pixels d'eau et la valeur minimale de la distribution des pixels de terrain (figure 2) afin d'en déterminer une classe d'incertitude. Cette technique leur a permis de cartographier 92% de l'étendue de la zone inondée. Cette technique est simple et rapide, mais elle ne permet pas une grande flexibilité dans le choix des paramètres. Il arrive aussi que la valeur de seuil optimal ne soit pas appropriée (Schumann et al., 2012).



2.1.4 Estimation des niveaux d'eau par RSO

L'estimation des niveaux d'eau est caractérisée par deux étapes principales, soit l'extraction des limites de l'étendue d'eau sur l'image RSO (section 2.1.3) et le fusionnement des limites avec un modèle numérique de terrain (Gimaldi et al, 2016). Suite à ces étapes, il est conseillé d'appliquer un protocole de contrainte pour garantir la cohérence hydraulique des données de niveaux extraits des images RSO (par exemple, Schumann et al., 2007a; Hostache et al., 2009).

2.1.4.1 Algorithme de cohérence hydraulique

Hostache et al. (2009) propose de contraindre les niveaux d'eau dérivés d'image RSO à l'aide d'un algorithme de cohérence hydraulique développé par Puech et Raclot (2003). Cet algorithme est basé sur le principe que l'énergie hydraulique dans une rivière diminue de l'amont à l'aval. En d'autres mots, le niveau d'eau d'une rivière diminue suivant la direction de l'écoulement. L'algorithme divise la zone d'étude en sections basées sur les coupes transversales d'un modèle hydraulique 1D afin de mettre en place des intervalles de niveaux d'eau extraits de la moyenne de niveaux dérivés des images RSO entre les deux coupes transversales qui compose la section. Une relation hiérarchique est ensuite établie entre les sections et force une diminution des valeurs initiales de niveaux d'eau qui seraient plus élevés que celles de la section en amont. Au final, une nouvelle estimation des valeurs de niveaux d'eau est produite passant d'une incertitude verticale de $\pm 88\text{cm}$ à $\pm 54\text{ cm}$ (Hostache et al., 2009).

2.1.4.2 Le modèle REFIX

Matgen et al. (2007) propose une méthodologie pour mettre en place des coupes transversales perpendiculaires à l'écoulement à partir desquels l'élévation à l'intersection entre les coupes transversales et les limites d'étendues d'eau dérivées des images RSO est extraite d'un modèle numérique de terrain à haute résolution (Lidar). Le modèle estime ensuite une tendance linéaire des niveaux d'eau à l'aide d'analyse de régression en utilisant des coordonnées x et y comme variable indépendante. Une incertitude verticale de $\pm 41\text{ cm}$ a été obtenue en validant le modèle avec des données de terrain. En se basant sur cette approche, Schumann et al. (2007b) présente la méthode REFIX (Regression and Elevation based Flood Information eXtraction), une analyse de régression des valeurs de niveaux d'eau extraits du modèle numérique de terrain. La méthode REFIX (figure 3) combine un modèle de régression linéaire, un réseau de triangle irrégulier

(TIN) ainsi que la délimitation de l'inondation dérivée d'image RSO afin d'obtenir la profondeur de la rivière sur l'étendue de la zone souhaiter. Avec cette approche, Schumann et al. (2007b) ont obtenu une incertitude verticale de ± 31 cm suite à la validation avec des données de terrain.

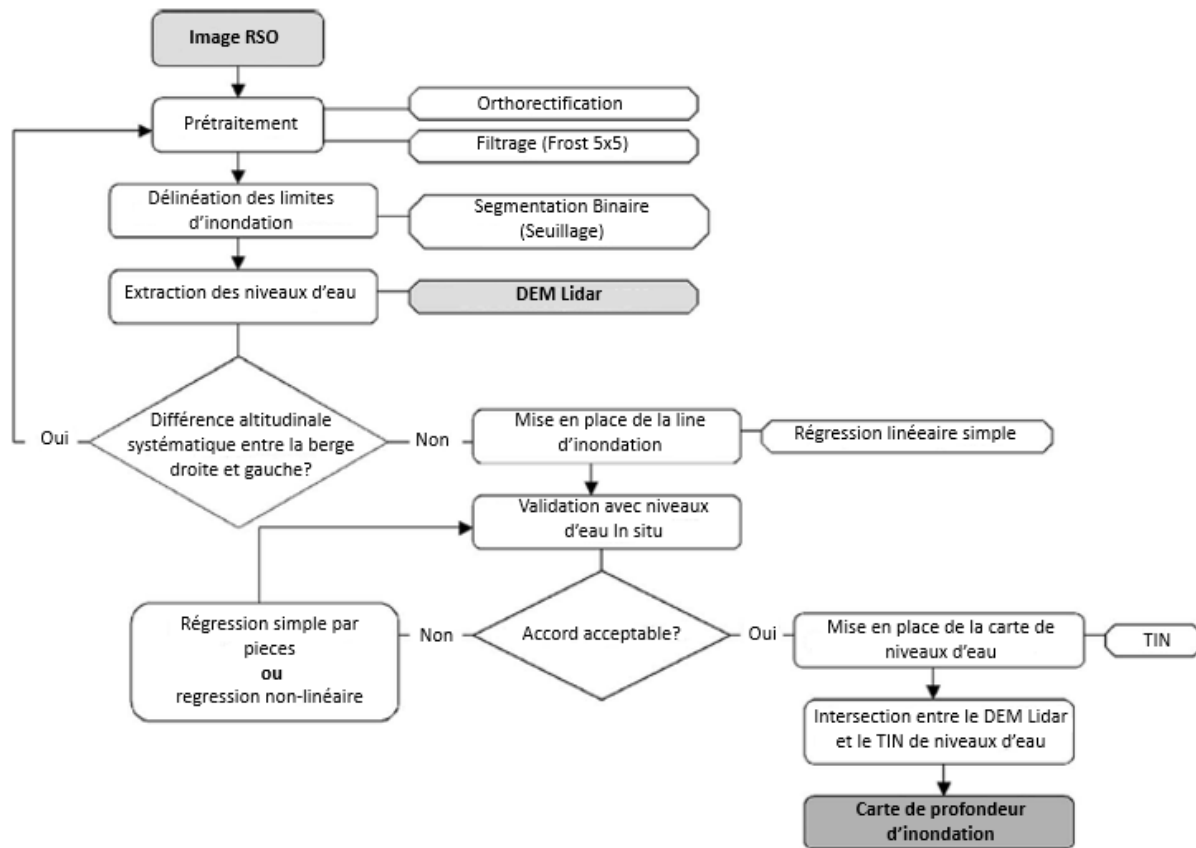


Figure 3: Organigramme de la méthode REFIX. (Adapté de Schumann et al., 2007b)

2.3 Modélisation hydraulique et calage

La modélisation hydraulique est un outil qui permet de simuler le potentiel d'une rivière ou plan d'eau en se basant sur le débit ou niveau d'eau entrant/sortant et des caractéristiques géographiques telles que la topologie et la bathymétrie d'une rivière ainsi que la topographie avoisinante (Grimaldi et al., 2016). Une variété de modèles est utilisée pour la simulation des niveaux d'eau. Ces modèles peuvent être à une, deux ou trois dimensions. Le calage du modèle hydraulique est nécessaire et peut être effectué à l'aide de l'entendu ou le niveau d'eau dérivé d'image RSO.

2.3.1 Les modèles hydrauliques

Deux types de modèles sont largement utilisés pour la délimitation des zones inondables, soit les modèles 1 dimension, 1D (p.e. HEC-RAS 1D, ISIS, MIKE-11) et les modèles 2 dimensions, 2D (p.e. TELEMAC-2D, MIKE-21, H2D2, LISFLOOD) (Werner, 2004). Les modèles 1D supposent que les niveaux d'eau restent parfaitement horizontaux entre les sections et que l'écoulement s'effectue de façon longitudinale. Les modèles 2D sont mieux adaptés aux situations complexes où les niveaux varient le long d'une coupe transversale (Werner, 2004). Pour ce faire, les modèles 2D utilisent un réseau maillé pour résoudre les vitesses et hauteurs d'eau pour chaque cellule du réseau. Des modèles à trois dimensions, 3D, sont également disponibles, mais peu utilisés pour délimiter les zones inondables, car le temps de calcul est très long.

Les modèles hydrauliques permettent d'effectuer des simulations autant en régime permanent, c'est-à-dire à débit constant, qu'en régime transitoire où le débit varie dans le temps. Pour l'estimation des zones inondables, une modélisation en régime permanent est réalisée. Le modèle HEC-RAS 1D en régime permanent est utilisé dans cet essai et sera donc décrit plus en détail.

Pour une simulation à régime permanent du modèle HEC-RAS 1D, le profil d'écoulement est déterminé d'une section transversale à l'autre par la résolution de l'équation d'énergie (équation 1) (Brunner, 2016).

$$Z_2 + Y_2 + \frac{a_2 V_2^2}{2g} = Z_1 + Y_1 + \frac{a_1 V_1^2}{2g} + h_e \quad (1)$$

où «1» fait référence à la section en aval tandis que «2» représente la section en amont. « Z » représente l'élévation du lit de la rivière, « Y » est la profondeur de l'eau de la rivière, « a » montre un coefficient de pondération de la vitesse, « V » est la vitesse moyenne pour la section transversale, « g » représente l'accélération gravitationnelle et « h_e » est l'énergie perdue d'une section à l'autre. Une connaissance du niveau en amont ou aval est donc préalable à la résolution de cette équation. Ainsi, il est nécessaire de définir les conditions frontières de la rivière pour résoudre l'équation 1. La figure 4 illustre les termes de l'équation 1 sur un schéma d'une section transversale.

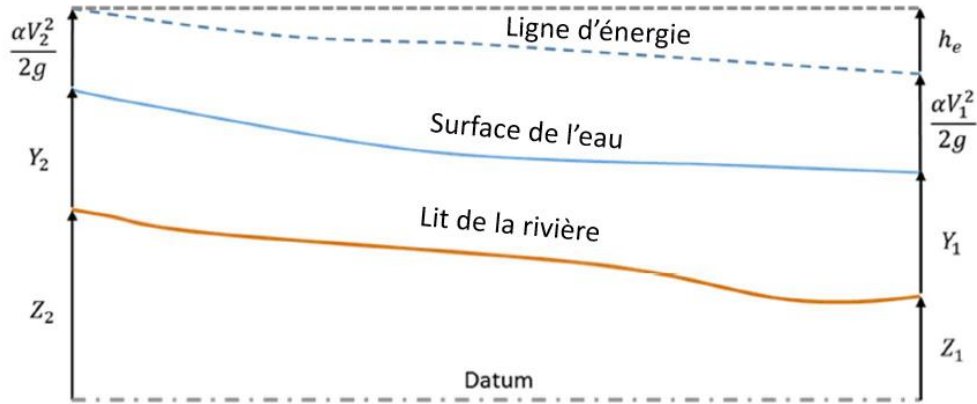


Figure 4: Illustration des termes de l'équation d'énergie sur un schéma d'une section transversale. (Adapté de Brunner, 2016)

En addition, l'équation de Manning (équations 2 et 3) et le coefficient de Manning déterminent le transport et la vitesse du courant des différentes subdivisions (figure 5) entre deux sections transversales (Brunner, 2016). Dans (2) et (3), Q fait référence au débit (m^3/s), K au transport de la subdivision (m^3/s), S_f la pente hydraulique (m/m), A l'aire de la subdivision (m^2), n le coefficient de Manning de la subdivision (adimensionnel) et R le rayon hydraulique de la subdivision (m). Le tableau 1 résume les valeurs moyennes des différents types de canaux à surface libre tels que vu par Chow (1959).

$$Q = K S_f^{1/2} \quad (2)$$

$$K = \frac{1.486}{n} A R^{2/3} \quad (3)$$

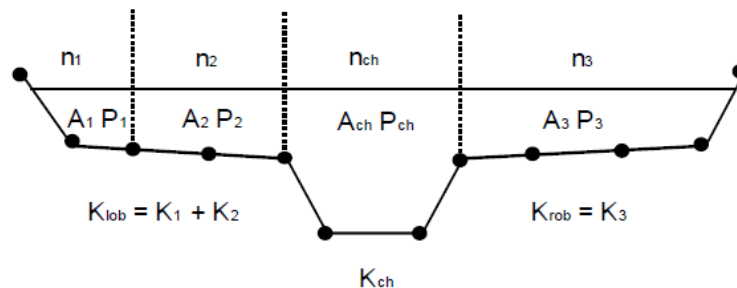


Figure 5: Distribution des coefficients de Manning selon les subdivisions

Tableau 1: Résumé des différentes valeurs de Manning selon le type de canaux à surface libre (adapté de Chow 1959).

Description	Minimum	Normal	Maximum
a. propre, droite, sans faille ni piscine creuse	0.025	0.030	0.033
b. comme ci-dessus, mais avec plus de roches et plantes	0.030	0.035	0.040
c. propre, sinueux, avec quelques piscine et haut-fond	0.033	0.040	0.045
d. comme ci-dessus, mais avec plus de roche et plantes	0.035	0.045	0.050
e. comme ci-dessus, niveau plus bas, section et pentes moins efficace	0.040	0.048	0.055
f. comme à "d" avec plus de roches	0.045	0.050	0.060
g. étendue stagnante, couverte de plante et piscine profonde	0.050	0.070	0.080
h. étendue marécageuse, piscine profonde, ou canaux d'inondations avec tronc d'arbre et d'arbuste	0.075	0.100	0.150

Dans le modèle hydraulique HEC-RAS 1D, la topologie de la rivière est donnée en tant que multiples traits unidimensionnels, tandis que la géométrie de la rivière est exprimée à l'aide d'une série de coupes transversales perpendiculaire à la rivière. Les systèmes d'information géographique (SIG) sont utilisés pour extraire les caractéristiques nécessaires au modèle, tels que le centre de la rivière, les berges, le chemin d'écoulement et les coupes transversales. Une représentation 2D des niveaux d'eau de la simulation d'un modèle 1D est possible. Considérant que le niveau d'eau est constant d'une coupe transversale à l'autre, le modèle délimite l'étendue par rapport aux contours du modèle numérique de terrain utilisé (Werner, 2004).

2.3.2 Calage d'un modèle hydraulique

L'étape du calage d'un modèle hydraulique consiste à ajuster les paramètres du modèle afin que le modèle corresponde le plus possible aux observations faites sur le terrain (Grimaldi, 2016). Dans le cas d'un modèle 1D, le calage se fait en ajustant le coefficient de rugosité (Coefficient de Manning, n) du lit de la rivière (Horrit et Bates, 2002). Une série de simulations sont effectuées et les résultats sont comparés avec des données observées provenant soit de stations hydrométriques, de données de terrain ou de télédétection. Une validation est ensuite faite à partir de données observées d'une source indépendante des données utilisées pour le calage (Grimaldi et al., 2016).

Compte tenu d'un manque de données de niveau des eaux provenant de stations hydrométriques (Schumann et al. 2015), plusieurs experts se tournent vers les données de télédétection, et plus particulièrement les données RSO, pour caler les modèles hydrauliques (p.e. Smith, 1997 ; Matgen et al., 2007 ; Hostache et al., 2009). Des stratégies de mesure de performance déterministes sont régulièrement utilisées pour évaluer les résultats de simulations de modèle hydraulique avec les données de télédétection.

L'indice de succès critique (ISC) est une méthode d'évaluation qui utilise la délimitation de l'étendue d'eau observée par RSO en comparaison avec la délimitation simulée (Hunter et al., 2005). Les données observées et simulées sont divisées en deux classes discrètes, humides ou sèches, et sont comparées dans un tableau de contingence (tableau 2) selon les similitudes et différences des pixels. La performance du modèle est ensuite évaluée selon l'équation 4. Un score de 0 signifie qu'aucun pixel humide n'est similaire entre le modèle et les observations tandis qu'un score de 1 signifie que les pixels humides sont identiques entre le modèle et les observations (Wilks, 2011). Cependant, un manque de constance de cette approche a été constaté par de nombreux auteurs (Grimaldi et al., 2016).

$$\frac{A}{A+B+C} \quad (4)$$

Tableau 2: Tableau de contingence pour la classification des pixels humide. (Adapté de Grimaldi et al., 2016)

	Présent dans les observations	Absent dans les observations
Présent dans le modèle	A	B
Absent dans le modèle	C	D

Le calage peut aussi être réalisé par des données de niveaux d'eau provenant du croisement des données RSO et d'un MNT. L'erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error, RMSE) peut ensuite être utilisé pour comparer les valeurs de niveaux d'eau observés (o) et simulés (f) (Stephen et al., 2012). En somme, plus un modèle concordera avec les observations, plus la valeur se rapproche de 0. Grimaldi et al. (2016) affirme que le RMSE est une méthode plus sensible au paramètre de rugosité comparativement à la méthode ICS et permet un calage de modèle plus exact.

Il n'y a présentement pas de consensus concernant les protocoles et critères pour évaluer la performance des modèles hydrauliques (Yan et al., 2015, Grimaldi et al., 2016). La grande majorité des études utilisent des séries temporelles de stations hydrométriques pour valider les niveaux simulés par un modèle hydraulique (p.e. Tarpanelli et al., 2013 ; Domeneghetti et al. 2014), à l'aide du coefficient de Nash-Sutcliffe (équation 5). Le coefficient de Nash-Sutcliffe varie de $-\infty$ à 1 (modèle parfait).

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_m^t - Q_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \overline{Q_o})^2} \quad (5)$$

où Q_o représente le débit ou le niveau observé, Q_m le débit ou le niveau modélisé et t le temps

Grimaldi et al. (2016) mentionne toutefois que l'utilisation de données de terrain regroupé (p.e. une seule station hydrométrique pour différentes valeurs de débit pour l'ensemble de la zone d'étude) ne permet pas nécessairement une validation compréhensive du comportement d'un modèle à grande échelle.

2.3.3 Études de cas

La présente sous-section décrit quatre études de cas portant sur le calage d'un modèle hydraulique 1D à régime permanent à partir d'image RSO.

1)

Schumann et al. (2010) ont utilisé un modèle 1D (HEC-RAS) pour tester l'utilité d'un modèle numérique de terrain (MNT) de basses résolutions (≈ 90 m) combinées avec une image ASAR WSM (150 m) datant du 1^{er} juin 2008 dans le but d'estimer le profil de niveau d'eau de la rivière Po en Italie. L'acquisition de l'image ASAR WSM a eu lieu 1h avant le maximum de l'inondation de juin 2008 dont le débit atteignait $5736 \text{ m}^3/\text{s}$. La section étudiée s'étend sur 98 km avec une largeur moyenne de 250 m et une plaine inondable allant de 400 m à 4 km. La délimitation des zones inondées a été effectuée par seuillage d'histogramme. Le calage a été réalisé en se basant sur les coefficients de Manning d'un modèle 1D conçu suite aux événements de haute magnitude ($12\,000 \text{ m}^3/\text{s}$) d'octobre 2000 pour la même portion de la rivière (Di Baldassarre et al., 2009). Des points de niveaux ont été utilisés pour ajuster le modèle au débit moins élevé que le modèle antérieur. La différence entre le niveau en amont et en aval pour le

modèle calé avec des données de niveaux de stations hydrométriques est de 16.8 m comparativement à 19.4 m pour le modèle calé à partir des images ASAR WSM. En guise de validation, deux modèles HEC-RAS avec un paramétrage différent ont été comparés à la simulation calée avec les données ASAR WSM.

2)

Dung et al. (2011) ont automatisé le processus de calage d'un modèle 1D (Mike 11) prenant comme information des données de 12 stations hydrométriques couvrant la période du début juin à la fin décembre 2008 et 14 images RSO ENVISAT ASAR (30 m) couvrant la période du 17 juin au 30 novembre 2008. Le site d'étude comprend l'entière du delta de la rivière Mekong (55 000 km²) et se divise entre le Cambodge et le Vietnam. La méthode ISC a été utilisée pour tester la performance du modèle simulé à partir des données RSO et une valeur de 0.531 a été obtenue. Ils notent cependant une incertitude face à l'emplacement des digues dans le modèles étant donnée les différents datum et projections utilisées lors de leur repérage sur le terrain.

3)

Tarpenelli et al. (2013) ont testé le calage d'un modèle 1D (Mike 11) à partir d'image ASAR (150 m) sur la rivière Tiber en Italie. La section étudiée s'étend sur 20 km avec une largeur moyenne de 15 m et une plaine inondable allant de 50 à 350 m. Leur modèle a d'abord été calé à l'aide de données de niveaux provenant de stations hydrométriques. Un total de 81 simulations ont été réalisées en utilisant toutes les combinaisons de coefficient de Manning entre 0.01 et 0.09 pour le lit de la rivière (n_{ch}) et la plaine inondable (n_{fp}). Le calage du modèle a été effectué à l'aide de données provenant de six inondations différentes et ensuite par la méthode déterministe ISC. Les valeurs optimales ont été placées à 0.04_{ch} et 0.06_{fp} suite à un résultat de 0.487 du test ISC. Une validation a été faite à l'aide d'un modèle transitoire en comparant le débit et niveau obtenu par la simulation optimale et ceux provenant d'une station hydrométrique à l'aide d'un coefficient de Nash-Sutcliffe (NS - Nash et Sutcliffe, 1970). Avec les valeurs de Manning's n optimales, ils obtiennent un NS de 0.92 pour le niveau et 0.89 pour le débit.

4)

Domeneghetti et al. (2014) ont fait le calage d'un modèle quasi 2D (HEC-RAS) à partir de données in situ et de deux images RSO : ERS-2 (30 m) et ENVISAT (30 m). Le site d'étude

couvre une portion de 140 km de la Rivière Po en Italie. Cette portion de la rivière est caractérisée par une largeur variant entre 200 et 500 m, et une plaine inondable allant jusqu'à 2.5 km. Trois modèles ont été calés, soit : C1 calage et validation par données in situ ; C2 calage et validation par données ERS-2 seulement ; C3 calage et validation par combinaison de données in situ et ERS-2. Le niveau d'eau dérivé des images RSO a été réalisé par interférométrie. La performance de chaque modèle a ensuite été testée par RMSE, erreur moyenne absolue (MAE) et un coefficient de Nash-Sutcliffe. Une validation est effectuée à partir des données ENVISAT pour une période de temps différent aux données ERS-2. Le tableau 3 résume la moyenne des résultats des indices de performance. Les auteurs concluent que les données in situ (C1) offre un calage plus précis qu'avec les données RSO (C2 et C3) suite au résultat de 0.95 du coefficient de Nash-Sutcliffe. Les auteurs soulignent tout de même l'utilité des données de télédétection pour les régions n'ayant pas de station hydrométrique.

Tableau 3: Résumé des résultats des indices de performance pour les trois modèles de Domeneghetti et al. (2014)

Modèle	NS	RMSE (m)	MAE (m)
C1	0.95	0.34	0.26
C2	0.33	1.01	0.75
C3	0.62	1.13	0.79

3. Méthodologie

3.1 Site d'étude

3.1.1 Rivière Athabasca

La rivière Athabasca se situe dans la province de l'Alberta, Canada. Elle prend sa source du glacier Columbia dans le parc national de Jasper à une élévation de 1520 mètres et s'écoule en direction nord-est jusqu'au lac Athabasca à 205 mètres d'élévation. La rivière s'étend sur 1231 km et est alimentée par un bassin versant de 95 300 km². La figure 6 montre l'étendue de la rivière de la source à l'embouchure.



Figure 6: Carte de localisation de la rivière Athabasca et du site d'étude (Carte produite par l'auteur)

3.1.2 Delta Peace-Athabasca

La région du delta des rivières de la Paix et Athabasca (PAD) est définie comme sous-région naturelle de l'Alberta (Natural Region Committee, 2006). Le climat est caractérisé par des étés chauds avec des températures moyennant 17°C et une saison de croissance particulièrement grande comparée aux autres sous-régions du nord de l'Alberta. Le mois de juillet est le mois où on observe le plus de précipitation avec un peu plus de 60 mm sur les 377 mm de moyenne annuelle. Les hivers sont cependant très froids avec une température moyenne de -22°C en janvier et des températures moyennes sous 0°C de novembre à mars. C'est aussi durant cette période que l'on observe les précipitations les moins abondantes avec 20 mm de précipitations mensuels en moyenne pour les mois de novembre à mars. La végétation est principalement composée de plantes aquatiques émergées et submergées. On retrouve aussi des forêts de conifères et de feuillus sur les terrasses fluviales et les digues longeant les rivières et ruisseaux. On peut aussi observer des communautés de pin gris et lichens sur les effondrements de granite

(Natural Region Committee, 2006). En termes de topographie, cette sous-région naturelle est très aplatie. Cette configuration favorise la formation de nombreux lacs perchés dont l'élévation est plus élevée que les rivières avoisinantes et qui ne peuvent se remplir qu'en période d'inondation (Peters et al., 2006b). La figure 7 présente le plan d'écoulement de la région du delta.

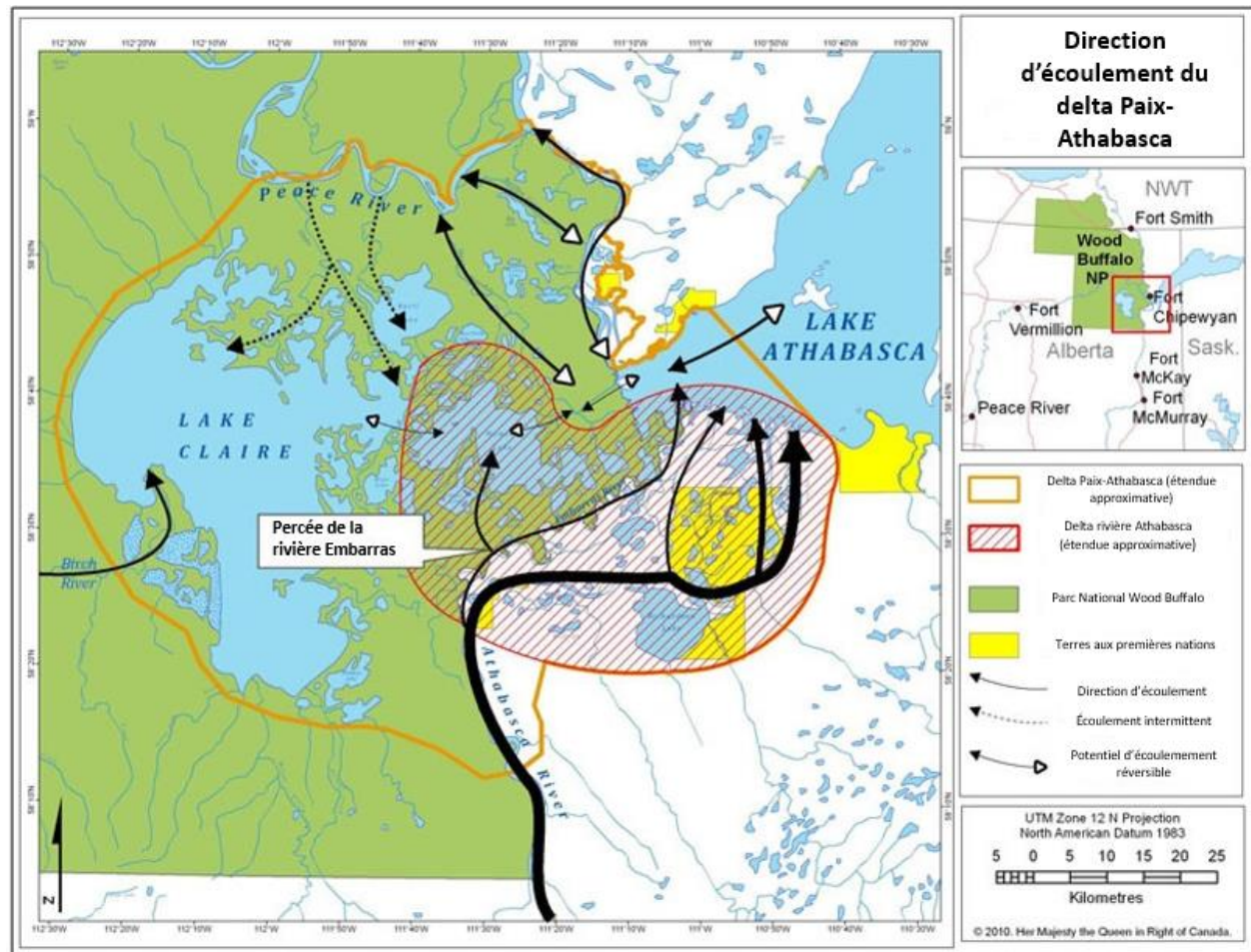


Figure 7: Direction de l'écoulement dans le delta Paix-Athabasca. (Adapté de PADEMP, 2017)

3.1.3 Section - Embarras Portage

Le site d'étude se situe sur un segment de la rivière Athabasca près d'Embarras Portage. La figure 8 montre l'étendue du segment étudié ainsi que la direction de l'écoulement. Celui-ci commence en amont de l'embouchure avec la rivière Embarras et termine 45.3 km plus loin en direction du lac Athabasca avant l'embouchure avec la rivière Fletcher. Un tronçon de 3.5 km de la rivière Embarras fait également partie du site d'étude.

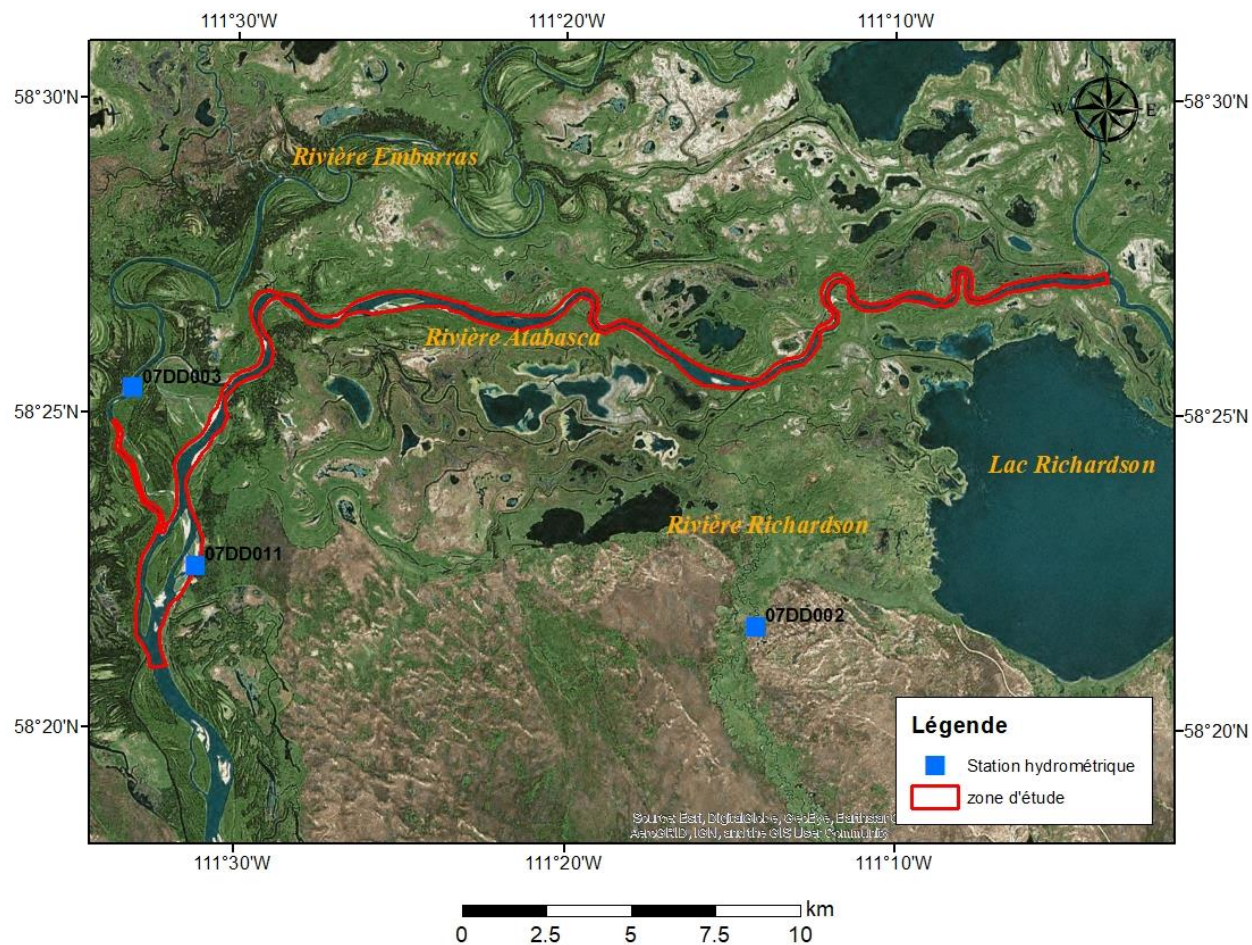


Figure 8 : Carte de localisation de l'étendue du site d'étude avec stations hydrométriques

La figure 9 montre le profil du lit de la rivière a) Athabasca et b) de la portion étudiée de la rivière Embarras. Le segment de la rivière Athabasca étudié présente une pente de 0.0002 m/m alors que celle du segment de la rivière Embarras à l'étude est de 0.0003 m/m.

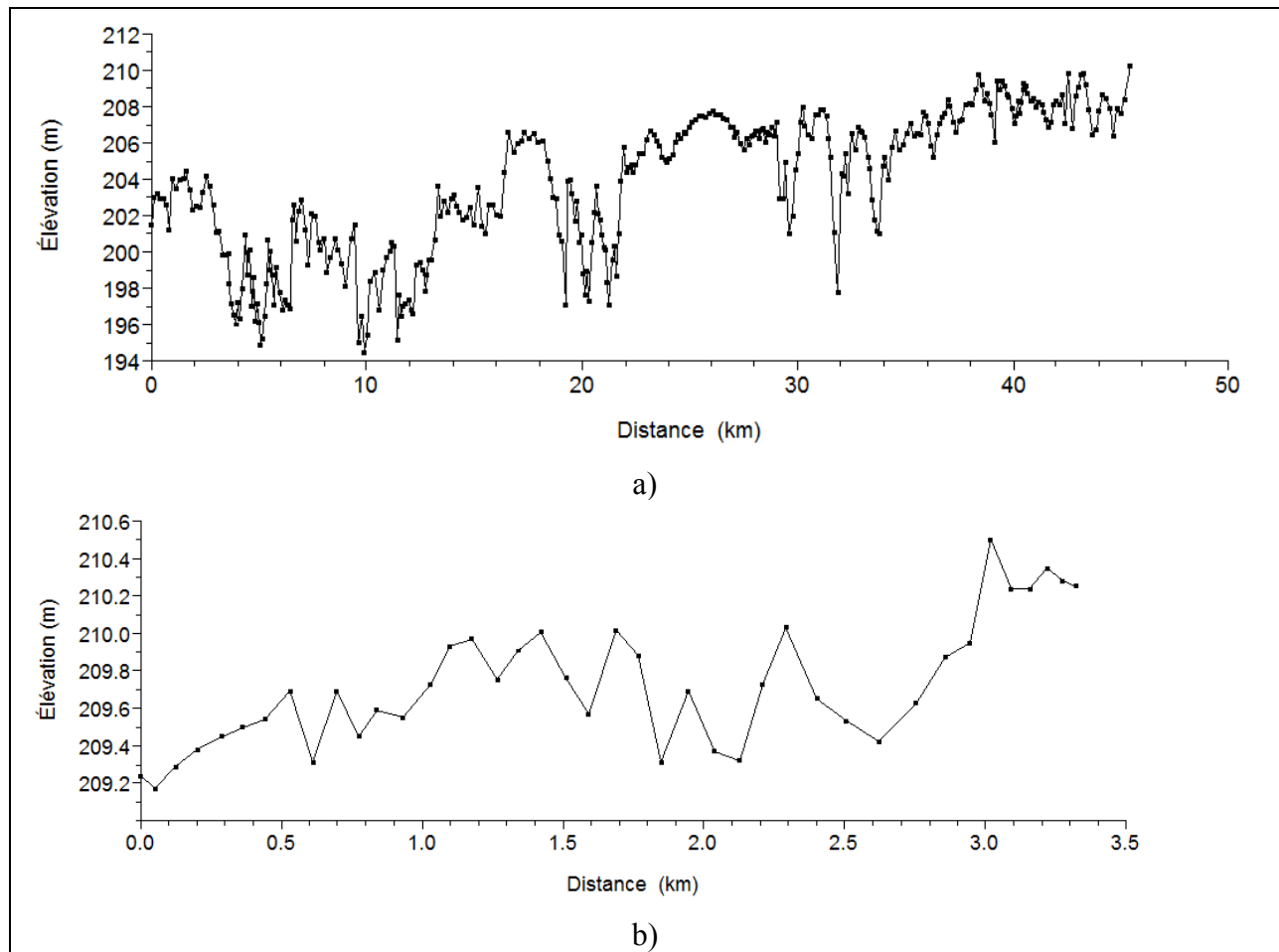


Figure 9 : Profil du lit du segment de la rivière a) Athabasca et b) Embarras

3.2 Les Données

3.2.1 Données observées de niveau des eaux et de débits

Trois stations hydrométriques permanentes d'Environnement et Changement climatique Canada ont été utilisées pour définir les conditions frontières du modèle hydraulique. La station 07DA001 qui se situe près de la ville de Fort McMurray sur la rivière Athabasca (figure 10); la station 07DD001 qui se situe au début du segment d'étude et la station 07DD003 qui se situe sur la rivière Embarras (figure 8). Les données de débits de la station 07DD001 ne sont disponibles que depuis 2014. Ainsi, une relation empirique ($R^2 = 0.976$) a été déterminée entre les débits de la station 07DD001 et 07DA001 (figure 11) afin de reconstituer les débits à la station 07DD001

avant 2014. Une forme exponentielle a été utilisée pour établir la relation empirique entre deux bassins versants de tailles différentes (Ancil et al. 2012).

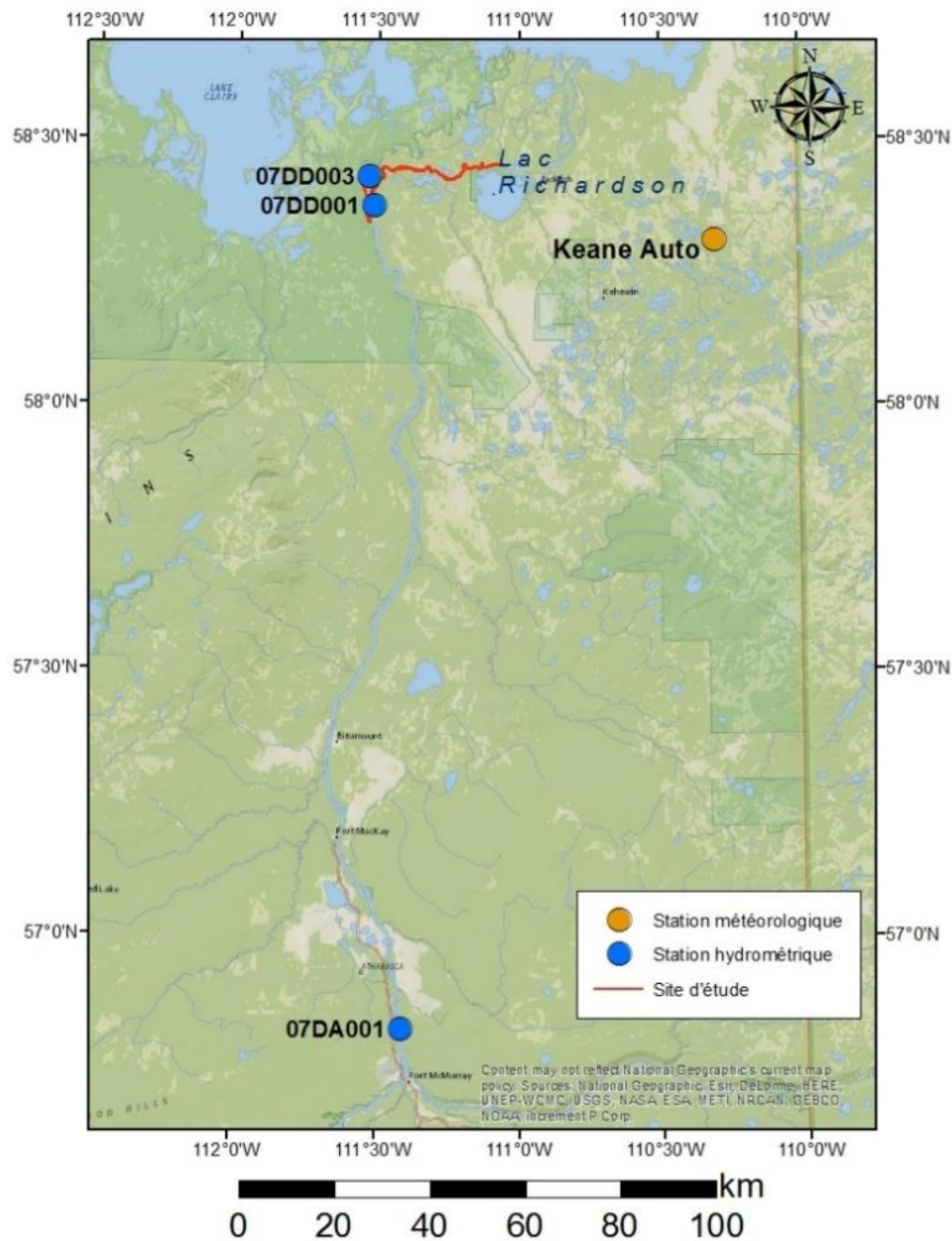


Figure 10: Carte de localisation des stations hydrométrique et météorologique

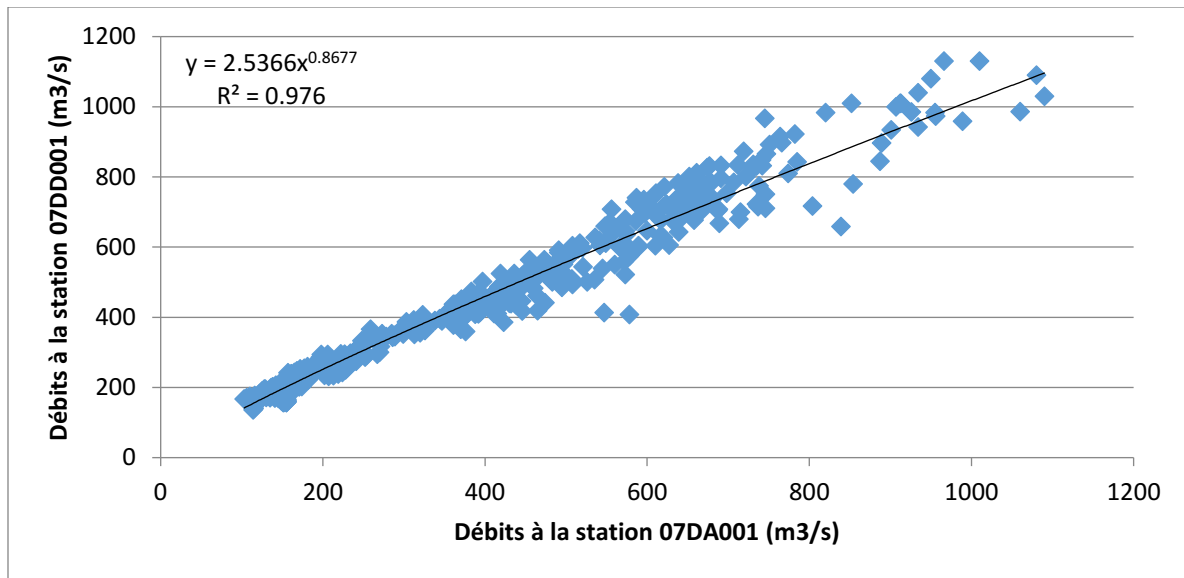


Figure 11 : Relation empirique entre les débits des stations 07DD001 et 07DA001

Une station météorologique (figure 10) du gouvernement de l'Alberta (Gouvernement de l'Alberte, 2017) permet également de déterminer la vitesse du vent, les précipitations et températures de l'air.

Des observations de niveaux d'eau et de débits ont été mesurées sur le terrain par Cumulative Environmental Management Association (CEMA, 2017) en 2008 (Figure 12a) et 2012 (figure 12b) et par Environnement et Changement climatique Canada en 2016 (Figure 12b). Ces observations seront utilisées pour valider le modèle hydraulique. Les valeurs de débits, de précipitations et de vitesse du vent lors de ces mesures sont présentées dans le tableau 4.

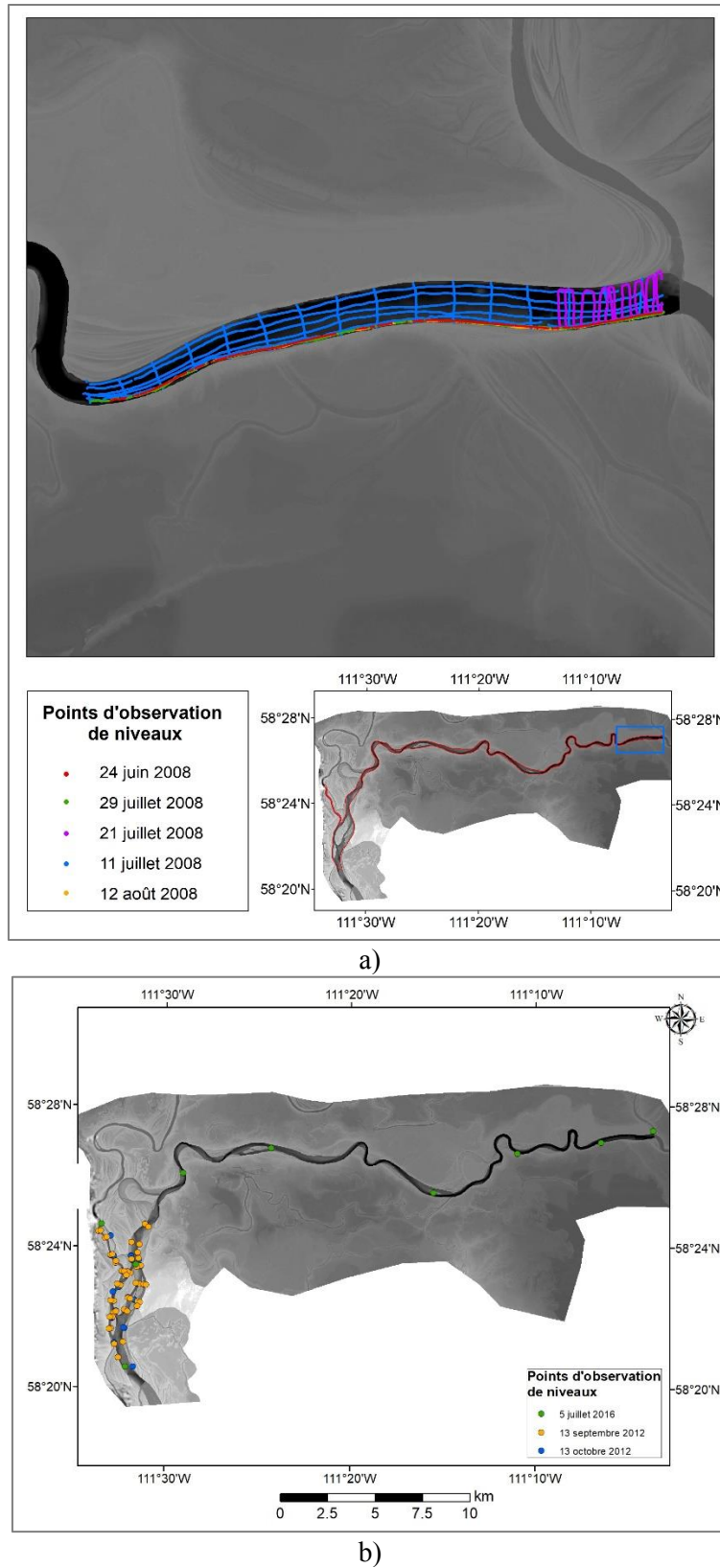


Figure 12 : Localisation des observations de niveaux acquises en 2008 (a), 2012 et 2016 (b)

Tableau 4: Débits, précipitations et vitesse de vents lors des mesures in situ de niveaux

Date	Débit Athabasca (07DD001) (m ³ /s)	Débit Embarras (07DD003) (m ³ /s)	Débit Richardson (07DD002) (m ³ /s)	Précipitation (mm)	Vents (m/s)
24 juin 2008	1260	203	17.2	N/A	N/A
11 juillet 2008	1020	195	15.6	N/A	N/A
29 juillet 2008	698	111	13.9	N/A	N/A
12 août 2008	799	115	18.6	N/A	N/A
19 septembre 2012	718	150	26.2	0	7.279
13 octobre 2012	512	104	16.9	0.25	6.371
5 juillet 2016	882	159	16.3	0	8.5

L'apport de la rivière Richardson (tableau 3; figure 8) représente un apport en eau inférieur à 5% du débit total et est donc négligé dans les simulations.

3.2.2 Images Radar

La figure 13 montre la disponibilité et sélection des images Radarsat-2 selon les débits de la station 07DA001 pour les années 2012 à 2016. Les images des années 2013 et 2014 n'ont pas été prises en raison de données de débits et niveaux incomplets pour ces années aux autres stations.

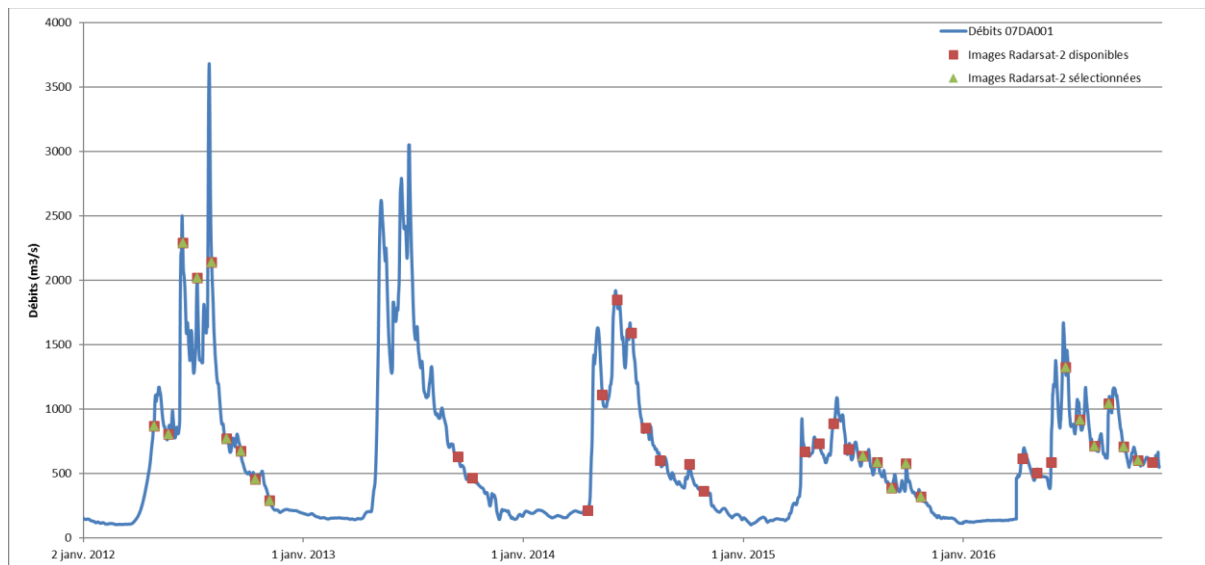


Figure 13: Débit de la station 07DA001 pour les années 2012 à 2016 avec les images Radarsat-2 disponibles et sélectionnées

Le tableau 5 résume les données de débits pour 3 stations hydrométriques ainsi que les précipitations et vitesse de vents pour chaque date d'acquisition d'image Radarsat-2.

Tableau 5: Débits, précipitations et vitesse du vent selon la date d'acquisition des données Radarsat 2

Date	Débit Athabasca (m ³ /s)	Débit Embarras (m ³ /s)	Débit Richardson (m ³ /s)	Précipitation (mm)	Vents (m/s)
28 avril 2012	894		24.5	0.0	19.6
22 mai 2012	836	142	22.5	0.0	14.0
15 juin 2012	2056	526	16.3	3.0	7.8
9 juillet 2012	1845	451	24	0.0	12.3
2 août 2012	1939	566	19.9	0.0	9.8
26 août 2012	804	151	16.9	0.0	7.1
19 septembre 2012	718	162	26.2	0.0	7.3
13 octobre 2012	512	81	16.9	0.3	6.4
6 novembre 2012	346	-	-	-	9.6
18 juillet 2015	643	67	-	4.1	10.6
11 août 2015	602	64	-	0.0	18.8
4 septembre 2015	454	72.5	-	2.0	12.2
28 septembre 2015	408	67.2	-	0.0	15.3
22 octobre 2015	407	67.1	-	-	14.4
18 juin 2016	1658	235	21.0	0.3	17.7
12 juillet 2016	1142	176	16.9	0.6	14.2
5 août 2016	738	128	17.0	0.0	10.0
29 août 2016	766	121	17.1	0.0	19.3
22 septembre 2016	846	145	24.7	0.0	19.7
16 octobre 2016	678	119	20.9	-	13.0

Le tableau 6 résume les caractéristiques des images Radarsat-2 sélectionnées pour le projet. Toutes les images ont des caractéristiques d'acquisition identiques.

Tableau 6: Caractéristiques d'acquisition des images Radarsat-2. (CSA, 2017)

Mode d'acquisition	Ultra-Fine Wide
Fréquence	Bande C (5.405 GHz)
Orientation	Ascendant
Polarisation	HH
Angle d'incidence	29.6°-32.2°
Résolution spatiale	3 m
Largeur de la bande	50 km

3.2.2 Modèle numérique de terrain et bathymétrie

Le Lidar, ou Light Distance and Ranging, est un type de capteur qui envoie un faisceau de lumière et calcule le temps que prend le signal pour revenir au capteur. Cette technique permet de calculer la distance d'un objet à la surface jusqu'au capteur. En connaissant l'élévation du capteur, on peut donc inférer l'élévation de la surface terrestre et créer un modèle numérique de terrain (Carter et al. 2012). Dans le cadre de ce travail, un modèle numérique de terrain à 2 m de résolution provenant d'images Lidar combinant des données acquises en 2000, 2012 et 2013 a été fournie par Environnement et changement climatique Canada pour l'étendue du site d'étude et ses alentours.

Les données bathymétriques sont un combiné de différentes sources, soit CEMA et Environnement et changement climatique Canada (figure 14). Les données bathymétriques ont été interpolées selon la méthode de Merwade et al. (2006) et intégrées (au modèle numérique de terrain dérivé des données Lidar).

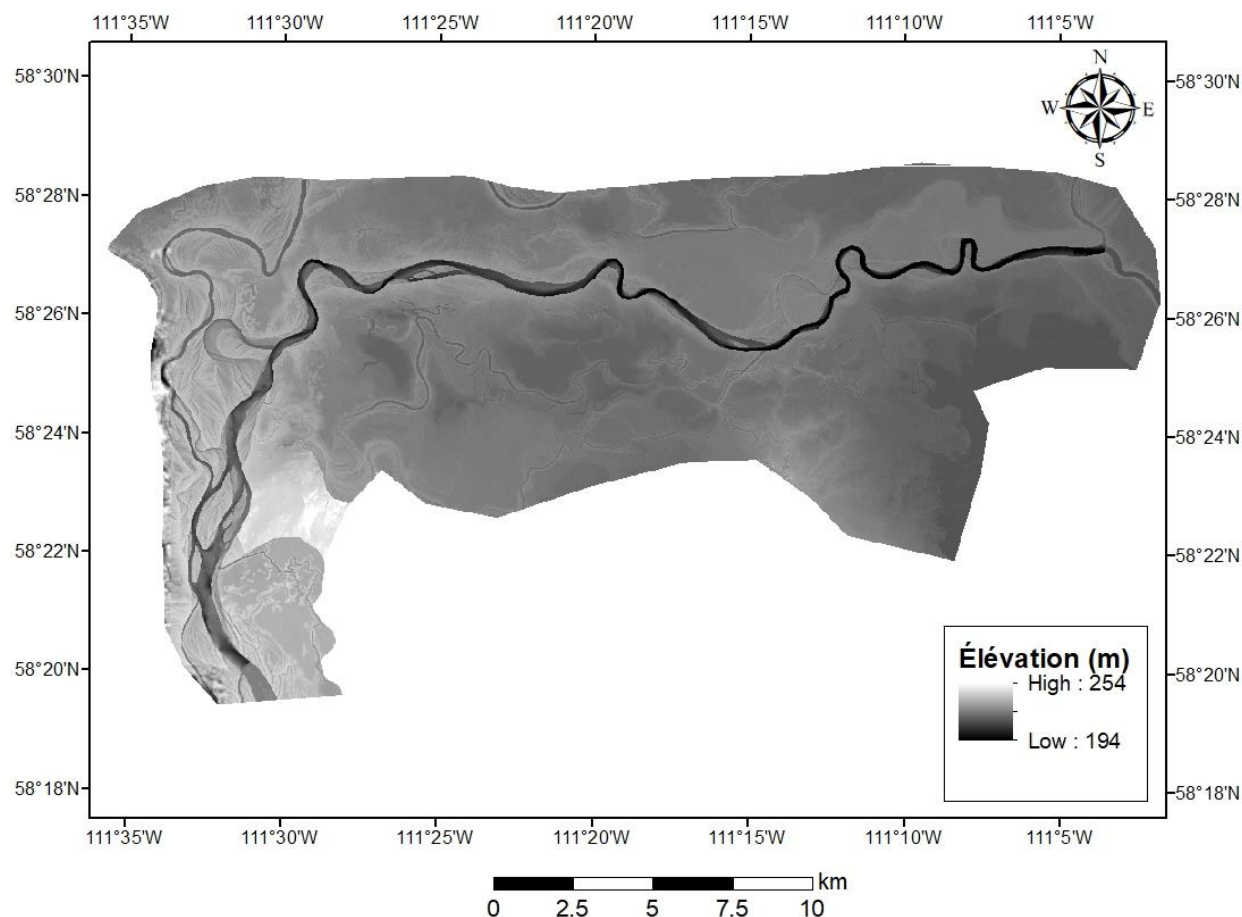


Figure 14: Couche Lidar avec bathymétrie intégrée

3.2.4 Données auxiliaires

L'indice de végétation Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (Bannari et al., 1995) dérivée d'image Sentinel 2 a aussi été réalisé dans le but d'aider à l'interprétation des résultats. Le NDVI utilise les bandes rouge et infrarouge d'une image optique dans le but de faire ressortir l'intensité de la verdure d'une région. L'indice a été accompli grâce à la fonction de calcul du NDVI dans le logiciel SNAP (Udroiu et al., 2016). SNAP calcule le NDVI grâce à l'équation 6. La figure 15 montre le résultat du NDVI sur la zone d'étude. L'indice donne une valeur entre 1 et -1 où 1 est une végétation très intense et -1 aucune trace de végétation.

$$NDVI = \frac{(Proche\ infrarouge - rouge)}{(Proche\ infrarouge + rouge)} \quad (6)$$

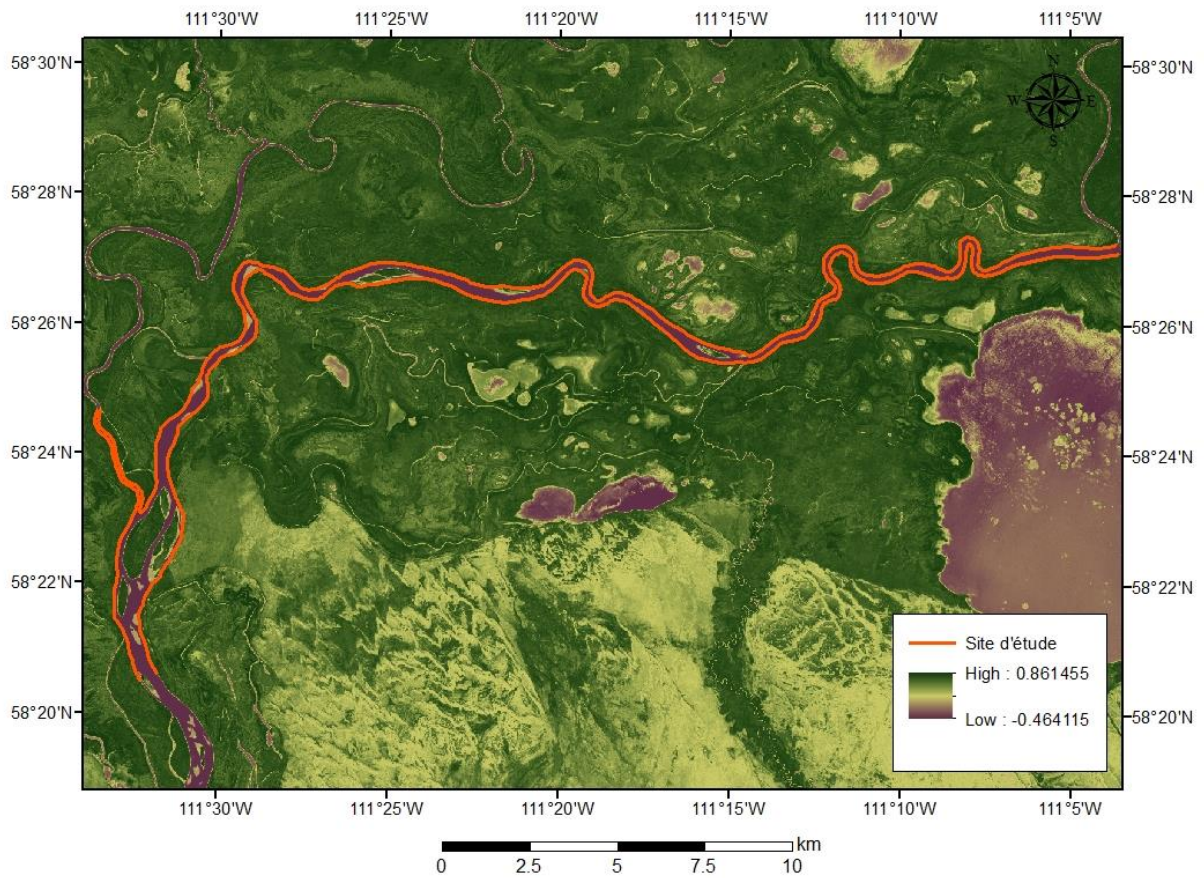


Figure 15: Produit NDVI dérivé d'image Sentinel 2

Le dénivelé de la région est réalisé grâce à l'outil Slope (Spatial Analyst) de la suite ArcGIS à partir de l'image Lidar. La pente, à la figure 16, est exprimée en degré allant de faible pente en vert et pente abrupte en rouge. On remarque une forte pente des berges pour certaines portions de la rivière.

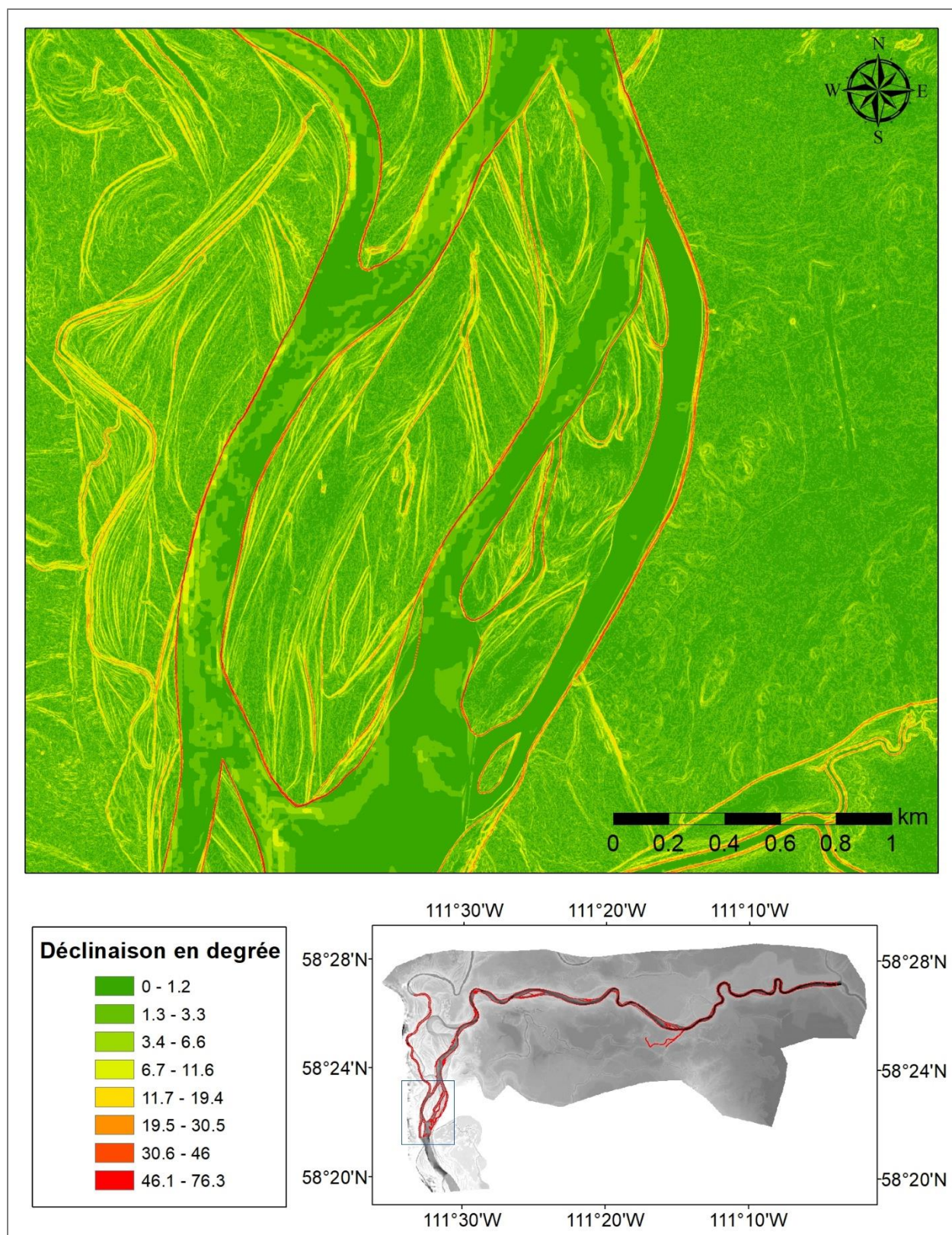


Figure 16: Dénivelé d'une portion du site d'étude

3.3 Calage du modèle hydraulique à partir des images RSO

La présente section décrit les différentes manipulations et analyses effectuées lors de ce projet et sera divisée en trois grandes étapes : 1) Extraction des étendues et niveaux d'eau à partir des images RSO, 2) Mise en œuvre du modèle hydraulique et 3) Calage du modèle hydraulique.

3.3.1 Extraction des étendues et niveaux d'eau à partir des images RSO

Les manipulations effectuées dans la présente sous-section sont une adaptation du modèle REFIX conçue par Schumann (2007b). L'organigramme montré à la figure 17 résume les différentes étapes à réaliser pour obtenir l'information nécessaire au calage du modèle hydraulique à partir des images RSO. Les différentes étapes seront vues en détail par la suite.

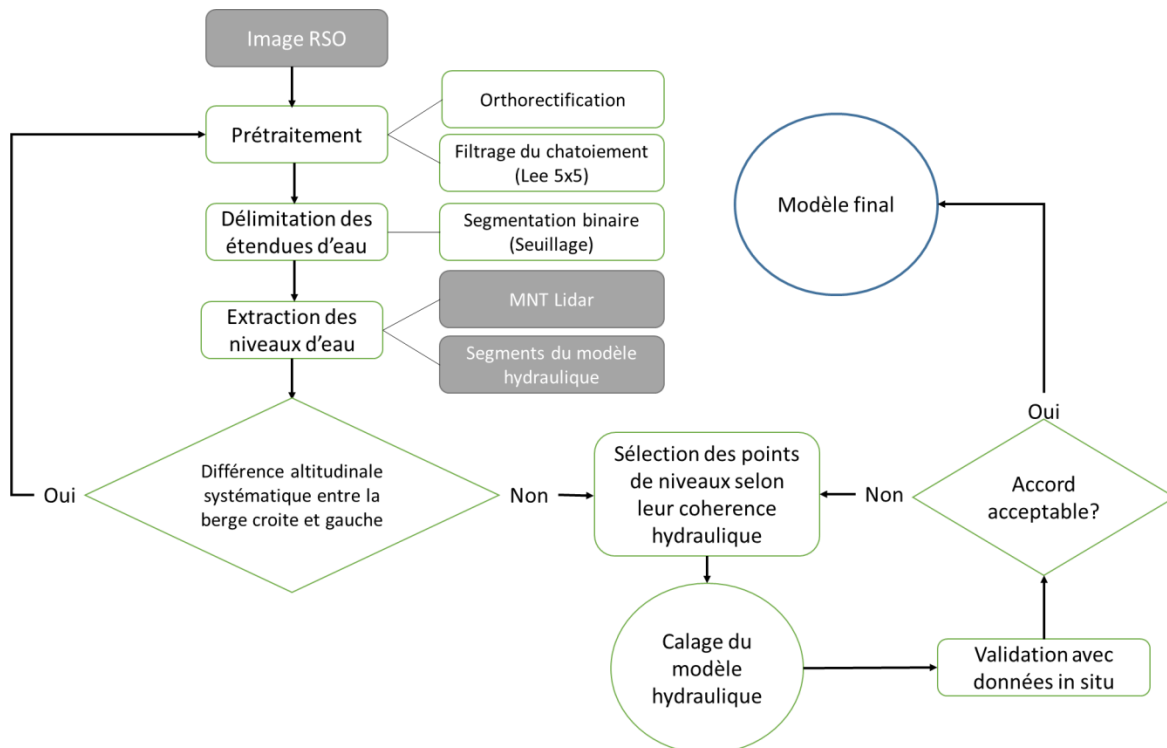


Figure 17: Organigramme détaillant la méthodologie utilisée dans l'extraction des étendues et niveaux d'eau de la rivière du site d'étude. Adapté de Schumann (2007b)

3.3.1.1 Prétraitement des images RSO

L'orthorectification et le filtrage du chatoiement sont deux traitements essentiels à toutes images RSO avant d'extraire l'information voulue. Les deux étapes de prétraitement ont été réalisées entièrement à l'aide du logiciel PCI Geomatica. L'orthorectification permet de corriger les

erreurs de reliefs à l'aide d'un MNT. Ces corrections ont été faites grâce au MNT dérivé du Lidar fourni par Environnement et changement climatique Canada. Avec des images Radarsat-2, l'utilisation de point de contrôle au sol est optionnelle, mais peut améliorer la précision de l'orthorectification (PCI Geomatica, 2017). Cependant, le manque d'installation anthropique et la nature changeante de la plaine inondable rendent l'utilisation de point de contrôle au sol difficile et imprécis pour la zone d'étude.

Le chatoiement se décrit comme l'effet sel et poivre que l'on observe sur une image brute. La source de ce bruit est attribuée à une interférence des ondes diffusées par les éléments du terrain (Mather et Tso, 2009). Le filtrage des images permet d'éliminer le chatoiement sans enlever les traits et bordures ainsi qu'en minimisant la perte d'information radiométrique et de texture. Un filtre de type Lee (Lee et al, 2009) a été utilisé avec une taille de fenêtre de 5 x 5 pixels. Le choix de la taille de fenêtre a été fait suite à une analyse visuelle des différentes grandeurs de fenêtre.

3.3.1.2 Délimitation des étendues d'eau

Un seuil binaire sur les valeurs de rétrodiffusion est utilisé pour la délimitation des étendues d'eau. La valeur du seuil a été générée grâce à la fonction de définition d'un seuil binaire de la suite ArcGIS qui utilise la méthode de Otsu (Otsu, 1979). L'image est ensuite transformée en donnée vectorielle et le polygone de la rivière est extrait.

3.3.1.3 Extraction des niveaux d'eau

Les niveaux d'eau sont extraits à partir d'une couche vectorielle de points créée aux intersections entre les limites de l'étendue d'eau et les coupes transversales du modèle hydraulique (section 3.3.2). La valeur du MNT avec bathymétrie est extraite pour chacun des points à l'aide de l'outil d'extraction de valeurs multiples vers des points de la suite ArcGIS.

3.3.1.4 Sélection des niveaux d'eau

Après une inspection visuelle des résultats des points résultants de l'extraction des niveaux d'eau, les points de certaines coupes transversales sont choisis selon leur cohérence latitudinale. Les portions de la rivière ayant des berges à pente légère sont priorisées puisqu'elle offre un

niveau de confiance plus élevé. Finalement, une sélection est faite en fonction de la cohérence hydraulique des points de niveaux selon les différents débits associés aux dates d'acquisition.

3.3.2 Mise en œuvre du modèle hydraulique

Le prétraitement des données utilisé pour la simulation du modèle hydraulique est effectué grâce au module HEC-GeoRAS de la suite ArcGIS. Il permet la création de couches vectorielles qui seront ensuite exportées au modèle HEC-RAS.

À partir du MNT combiné à la bathymétrie, il est possible de tracer une couche vectorielle du centre de la rivière, des berges et du chemin d'écoulement. Les coupes transversales qui serviront pour le profil de la rivière sont ensuite définies. Pour cette analyse, 390 coupes transversales ont été tracées. La figure 18 montre les différentes couches vectorielles ainsi que les coupes transversales du modèle sur la couche combinée MNT et bathymétrie.

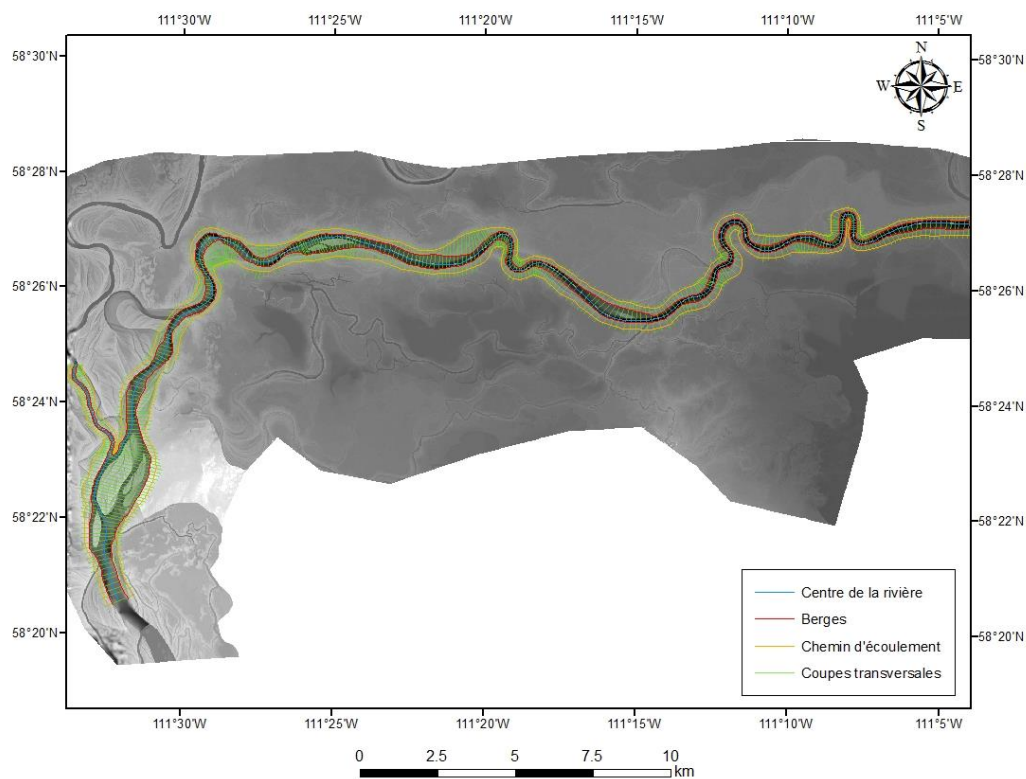


Figure 18: Carte représentant les différentes couches vectorielles et coupes transversales mises en place pour le modèle hydraulique.

Le modèle HEC-RAS simule le niveau d'eau partout où l'élévation est inférieure au niveau simulé. De ce fait, certaines régions autour d'une rivière peuvent être inondées sans que le niveau monte par-dessus les berges de la rivière comme le démontre la figure 19. Pour contrer cet effet, des digues doivent être placées aux points les plus élevés des deux berges.

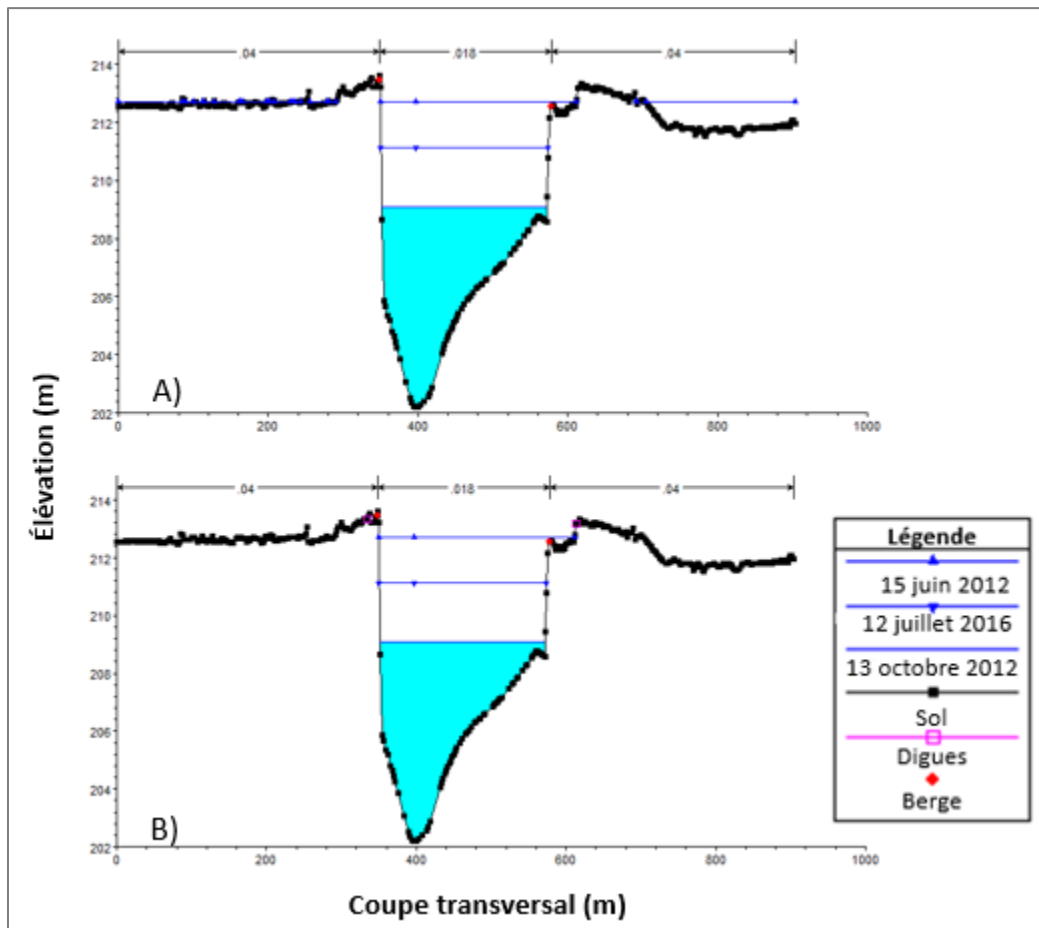


Figure 19 : Exemple d'une coupe transversale sans digues (A) et avec digues (B) après une simulation avec les niveaux d'eau du 15 juin 2012, 12 juillet 2016 et 13 octobre 2012.

La condition frontière amont est ensuite définie par rapport aux données de débits provenant des stations hydrométriques en amont du site d'étude. Les conditions frontières aval (Embarras et Athabasca) sont définies par une courbe de tarage. Cette courbe a pour but de fournir une relation préétablis entre les débits et les niveaux. Une première approximation de la courbe de tarage est faite à l'aide des observations de débits et niveaux d'eau acquises en 2008, 2012 et

2016 par CEMA et Environnement et changement climatique Canada. Les courbes de tarage seront ajustées lors du calage du modèle hydraulique.

3.3.3 Calage et validation du modèle hydraulique

Le calage manuel est réalisé en exécutant une série de simulation avec différentes valeurs de coefficient de Manning. Le calage est effectué en minimisant la valeur de RMSE calculée entre les simulations et les observations de niveaux d'eau dérivés des images radar. Il a aussi été nécessaire d'ajuster la courbe de tarage pour décrire les valeurs des conditions frontières. Ces valeurs ont été ajustées au courant des nombreuses simulations.

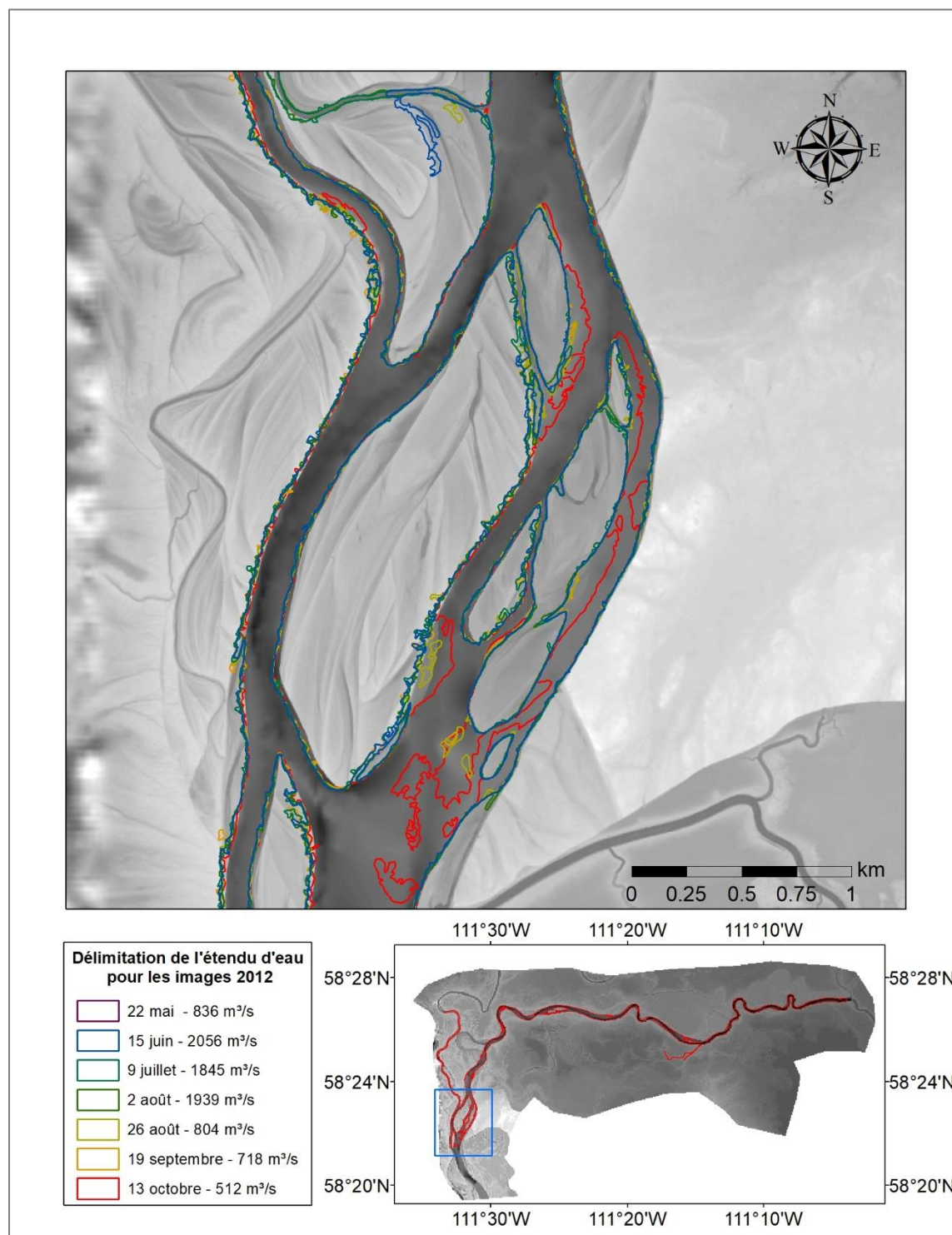
La validation du modèle a été réalisée grâce à un RMSE calculé entre les simulations et les niveaux d'eau observés par CEMA et Environnement et changement climatique Canada en 2008, 2012 et 2016; de même qu'avec un ISC. L'ISC a été réalisé en comparant la délimitation des étendues d'eau dérivée des images RSO avec chacun de leur homologue simulé par le modèle hydraulique selon la date d'acquisition des images. Les ISC sont ensuite regroupés sous une moyenne globale.

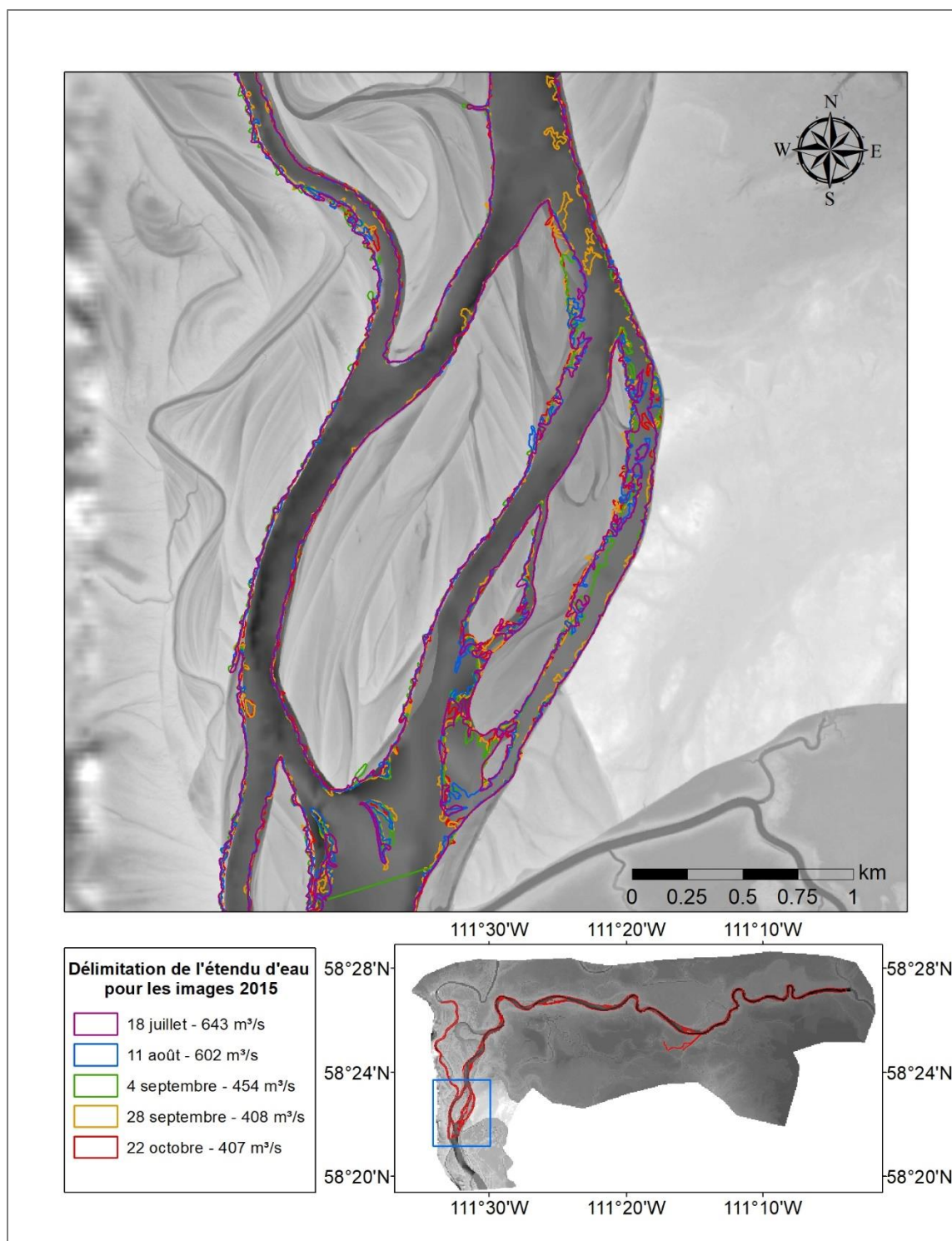
4. Résultats

4.1 Délimitation des étendues d'eau par images RSO

Les délimitations des étendues d'eau ont été réalisées sur 20 images Radarsat-2. Pour chaque image, un processus de prétraitement (section 3.3.1) et une classification binaire par seuil d'histogramme ont été appliqués. Les images du 28 avril et du 6 novembre 2012 ont dû être mises de côté suite à une évaluation visuelle en raison de la glace qui couvrait la majeure partie de la rivière pour le 6 novembre 2012 et certaines sections pour le 28 avril 2012. Un traitement supplémentaire (eliminate polygone parts - ArcGIS) a été appliqué aux données vectorielles de délimitation afin d'éliminer des trous dans le polygone. Les figures 20, 21 et 22 montrent des plans agrandis d'une section de la rivière avec les délimitations pour les années 2012, 2015 et 2016 respectivement. La délimitation complète de chaque image peut être vue dans l'annexe I. Une inspection visuelle des délimitations révèle une superposition des polygones des différentes dates pour la vaste majorité des berges en raison de la dénivellation abrupte des berges (figure

16). On observe aussi certains secteurs où la délimitation des différentes dates est plus espacée et facilite la distinction des différents niveaux.





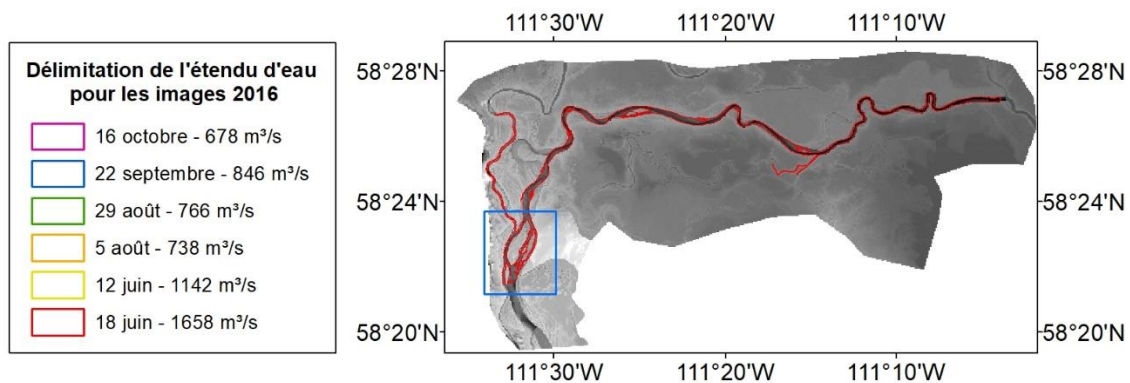
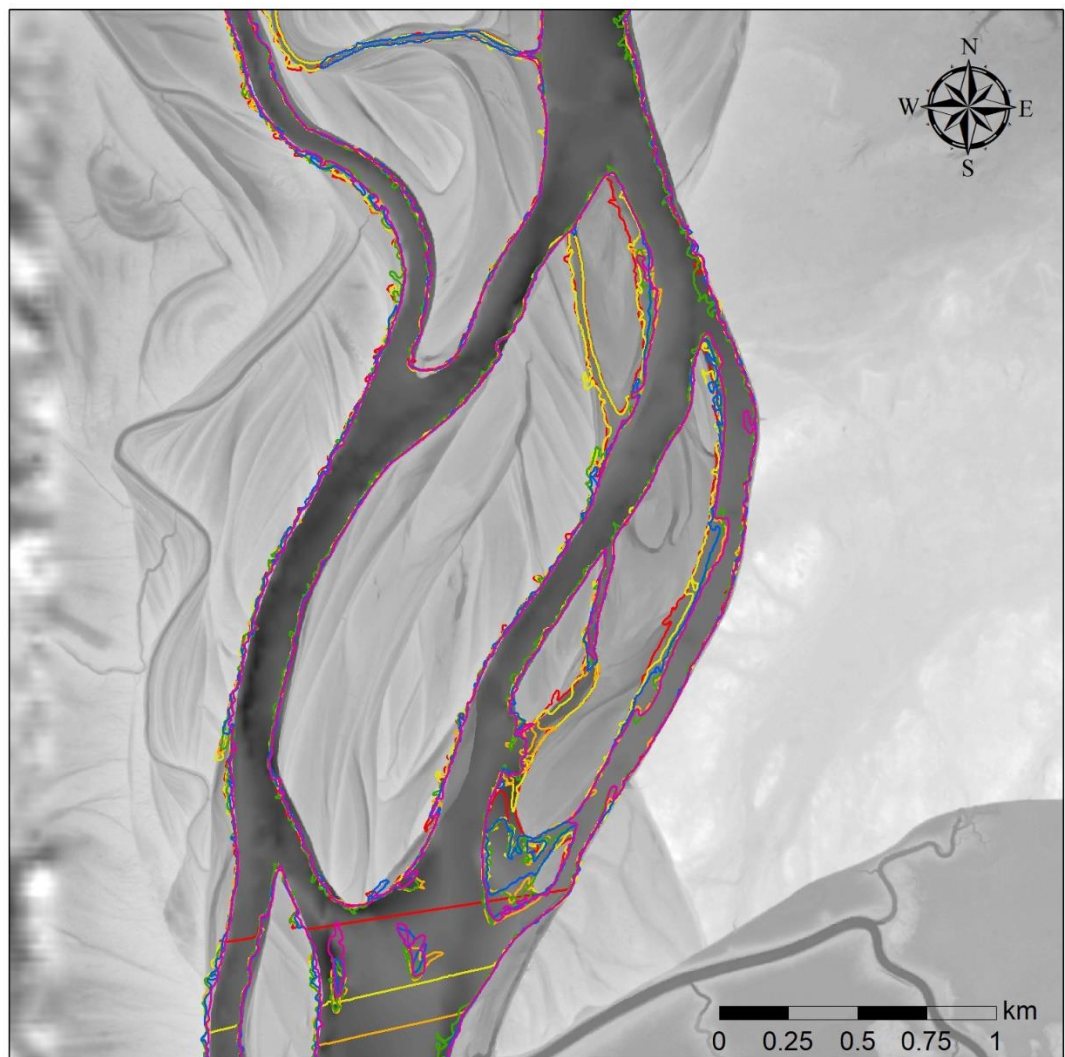


Figure 22: Délimitations des images 2016 sur le couche MNT avec bathymétrie.

4.2 Estimation des niveaux d'eau

Environ 7500 points de niveaux d'eau sur 18 images ont été extraits à l'intersection de la délimitation dérivée des images RSO et du MNT suivant une adaptation du modèle REFIX (Schumann, 2006). Une inspection visuelle des points de niveaux extraits en comparaison avec le profil de chaque coupe transversale a démontré qu'une grande majorité des points ne pouvait être utilisée pour le calage du modèle. La raison est qu'une incohérence des niveaux d'eau survient par rapport à l'ordre hiérarchique des niveaux selon la date. Cela est dû aux pentes abruptes des berges et de la résolution (2 m) du MNT. Par exemple, des valeurs de niveaux plus élevés sont calculées pour la date du 13 octobre 2012 (512 m³/s) par rapport à la date du 15 juin 2012 (2056 m³/s) même si cette dernière date présente des valeurs de débits supérieurs. Certaines coupes transversales, telles que les îles ou des berges avec une pente moins abrupte, ont pu être utilisées pour le calage. Au final, 131 points sur 97 coupes transversales ont pu être utilisés pour le calage du modèle. La figure 23 montre la répartition des coupes transversales utilisées selon l'année d'acquisition. On remarque que les coupes transversales sont généralement regroupées en 3 ou 4 sections avoisinantes, mais sont bien réparties tout au long de la rivière.

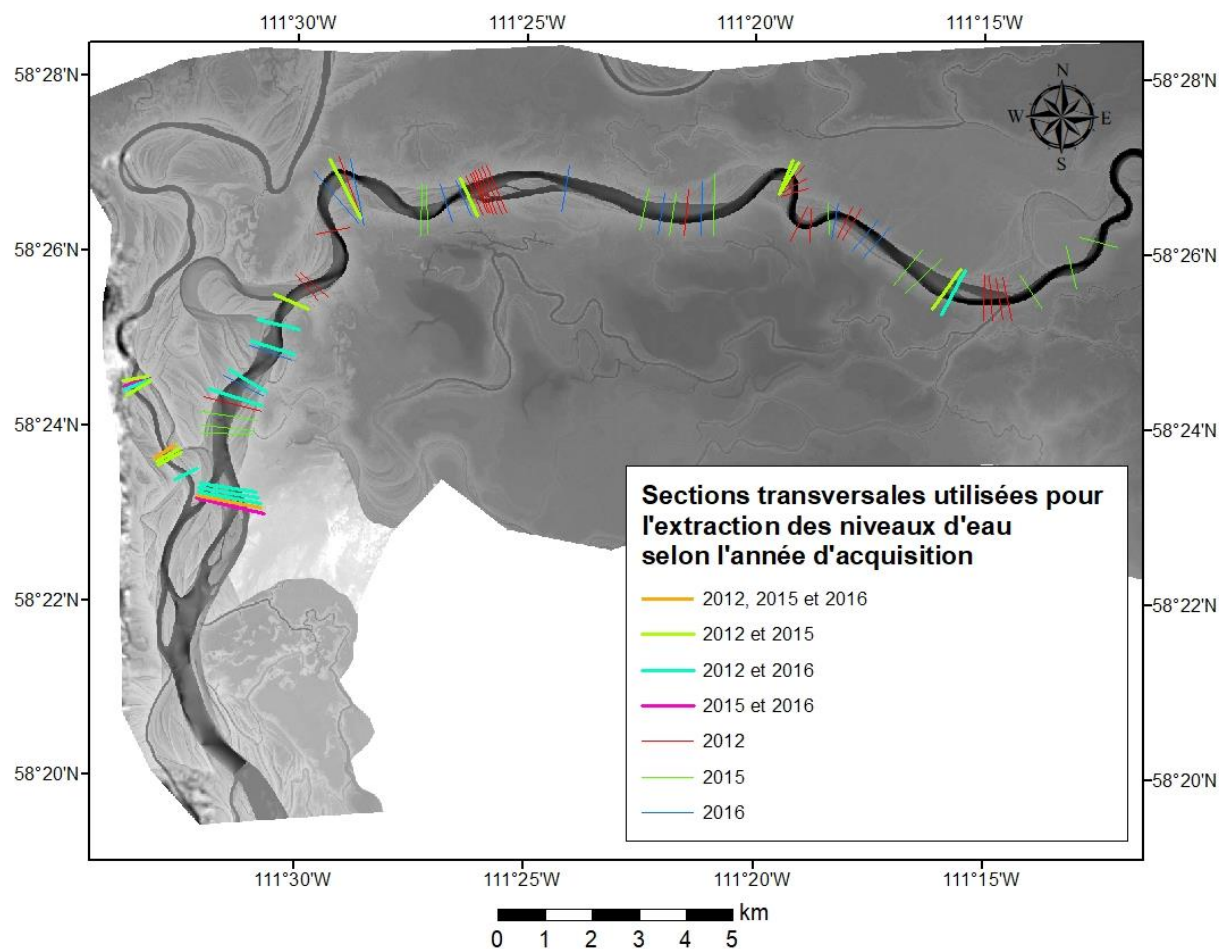


Figure 23:Répartition des sections transversales par rapport à l'année d'acquisition utilisée pour l'extraction des points de niveaux

4.3 Calage du modèle hydraulique

Le calage du modèle a été effectué par l'ajustement du coefficient de Manning. La rivière a été divisée en 6 sections (figure 24); les coefficients de Manning ont été ajustés pour chaque section. Le tableau 7 résume la valeur du coefficient de Manning. Le calage du modèle a aussi nécessité un ajustement de la courbe de tarage des conditions frontière. La figure 25 résume les valeurs de la courbe de tarage utilisée.

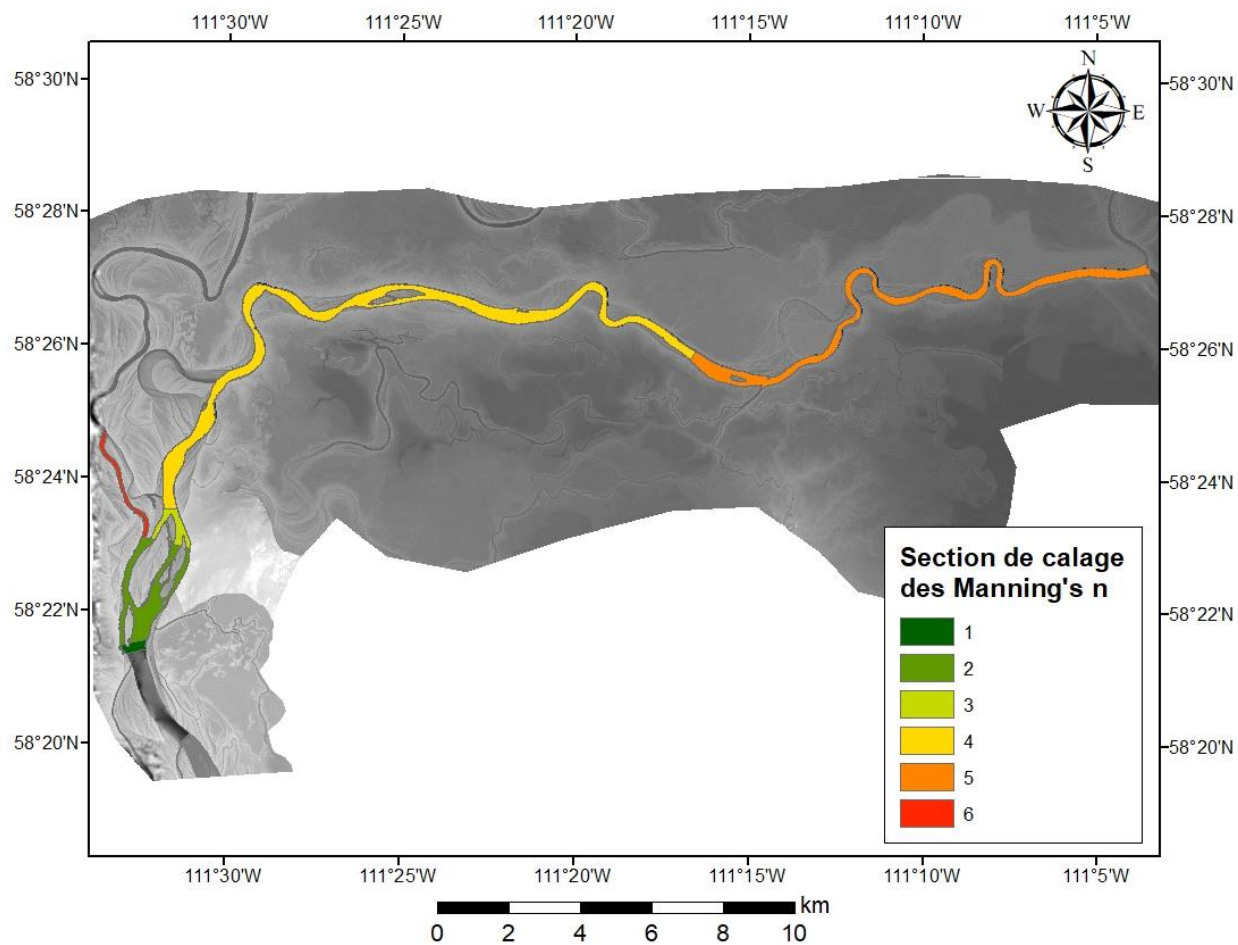


Figure 24: Sections de calage des coefficients de Manning

Tableau 7: Valeur de Manning attribuée aux différentes sections transversales du modèle

Sections	Valeur de Manning
1	0.022
2	0.028
3	0.019
4	0.017
5	0.018
6	0.025

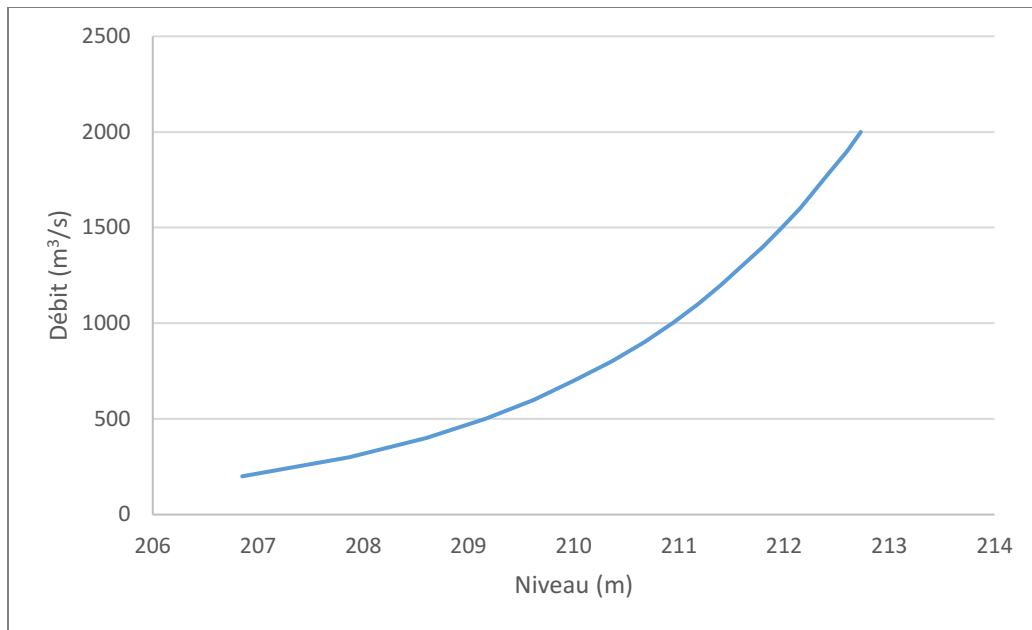


Figure 25: Courbe de tarage utilisé pour le calage du modèle hydraulique

Le RMSE a été calculé pour les 18 dates d'acquisition retenue (voir section 4.1) à partir des 131 valeurs de niveaux d'eau extraits et les valeurs de niveaux simulés. Une valeur de 0.26 m est obtenue.

La figure 26 montre un profil des niveaux d'eau simulés de la rivière Athabasca de même que les observations de niveaux obtenues à l'aide des images RSO. Les dates du 15 juin 2012, 12 juillet 2016 et 13 octobre 2012 ont été choisis à titre d'exemple de débit fort ($2056 \text{ m}^3/\text{s}$), moyen ($1142 \text{ m}^3/\text{s}$) et faible ($512 \text{ m}^3/\text{s}$), respectivement.

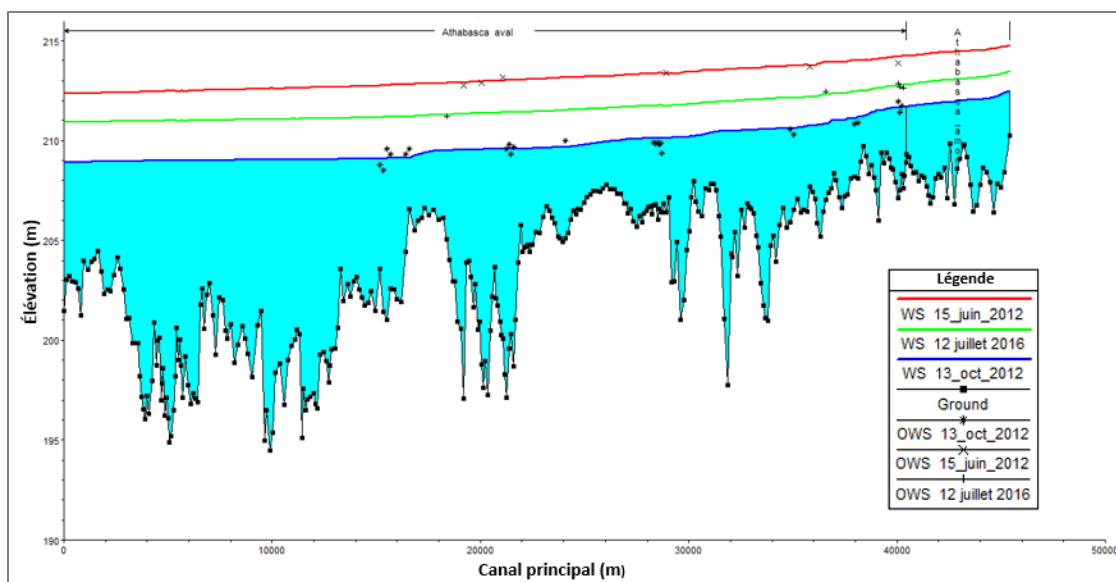


Figure 26: Profil simulé des niveaux d'eau (WS) du 15 juin 2012 (2056 m³/s), 12 juillet 2016 (1142 m³/s) et 13 octobre 2012 (512 m³/s) avec les observations de niveaux obtenus des images RSO (OWS)

4.4 Validation

Une première validation a été faite en calculant le RMSE entre les niveaux d'eau simulés et ceux observés en 2008, 2012 et 2016 (figure 12). Une valeur de 0.20 m est obtenue. Un exemple de profil des niveaux d'eau simulés et observés pour le 5 juillet 2016 (882 m³/s) est présenté à la figure 27.

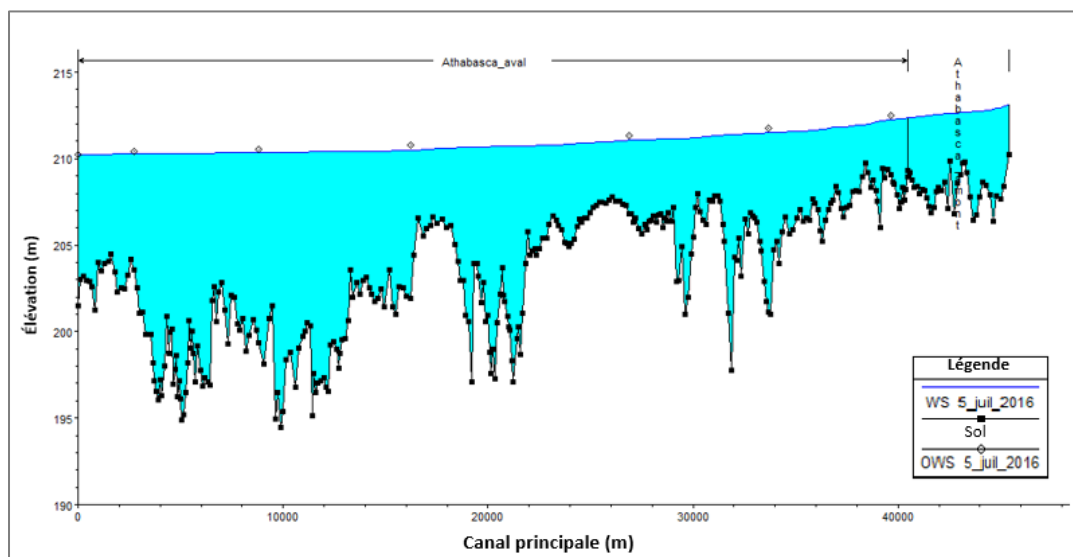


Figure 27: Profil simulé du niveau d'eau (WS) du 5 juillet 2016 (882 m³/s) avec les observations de niveaux prises sur le terrain (OWS)

Les étendues d'eau des simulations réalisées avec les coefficients de Manning présenté à la section 4.3 ont été extraites grâce à l'outil RAS-MAPPER du logiciel HEC-RAS. Il a été possible d'extraire 18 étendues d'eau selon les dates d'acquisition des images Radarsat-2. On remarque des caractéristiques semblables aux étendues extraites des images Radarsat-2 telles que la superposition des polygones d'étendues d'eau là où la dénivellation est abrupte (figures 28, 29, 30).

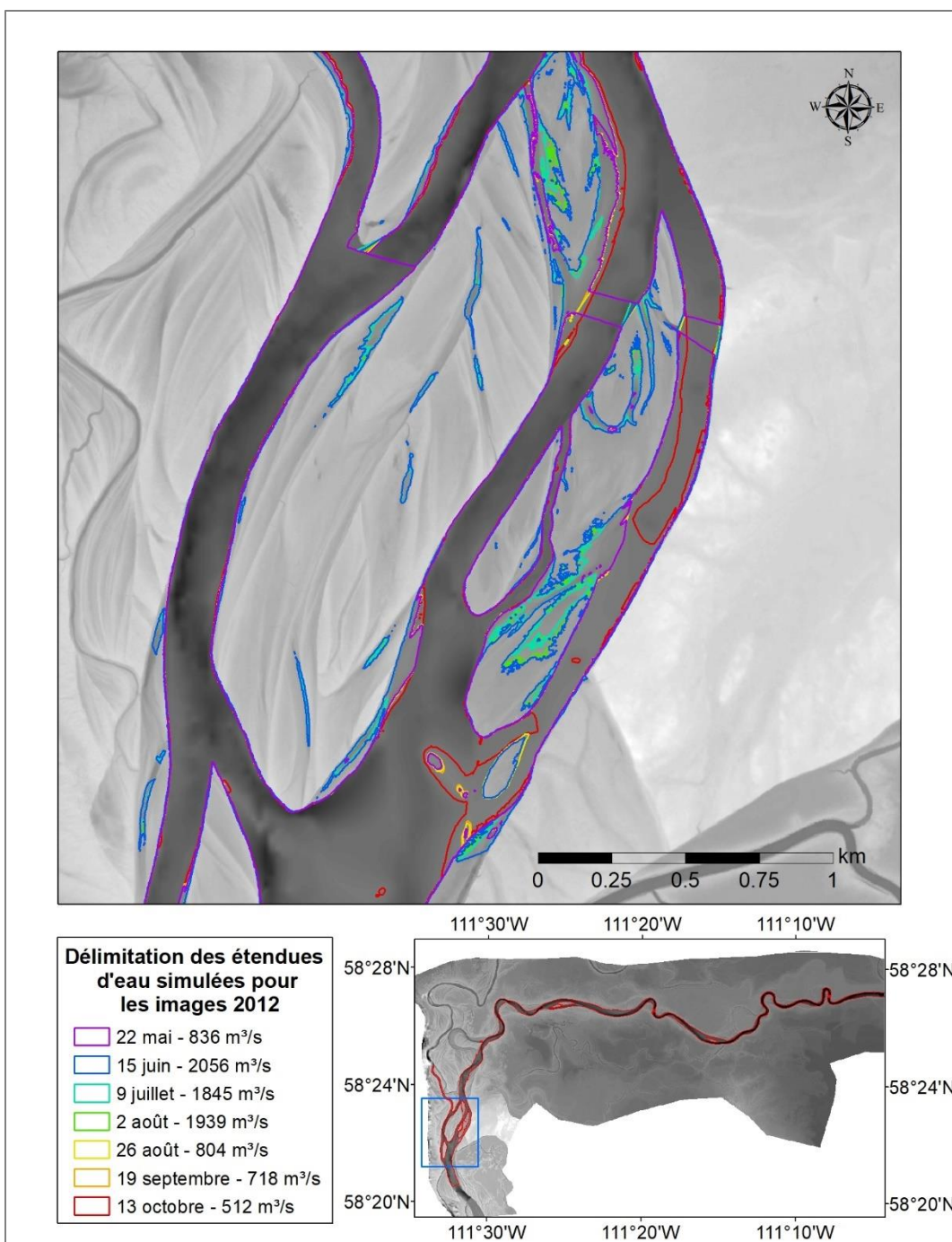


Figure 28: Délimitations simulées pour l'année 2012 sur la couche MNT avec bathymétrie

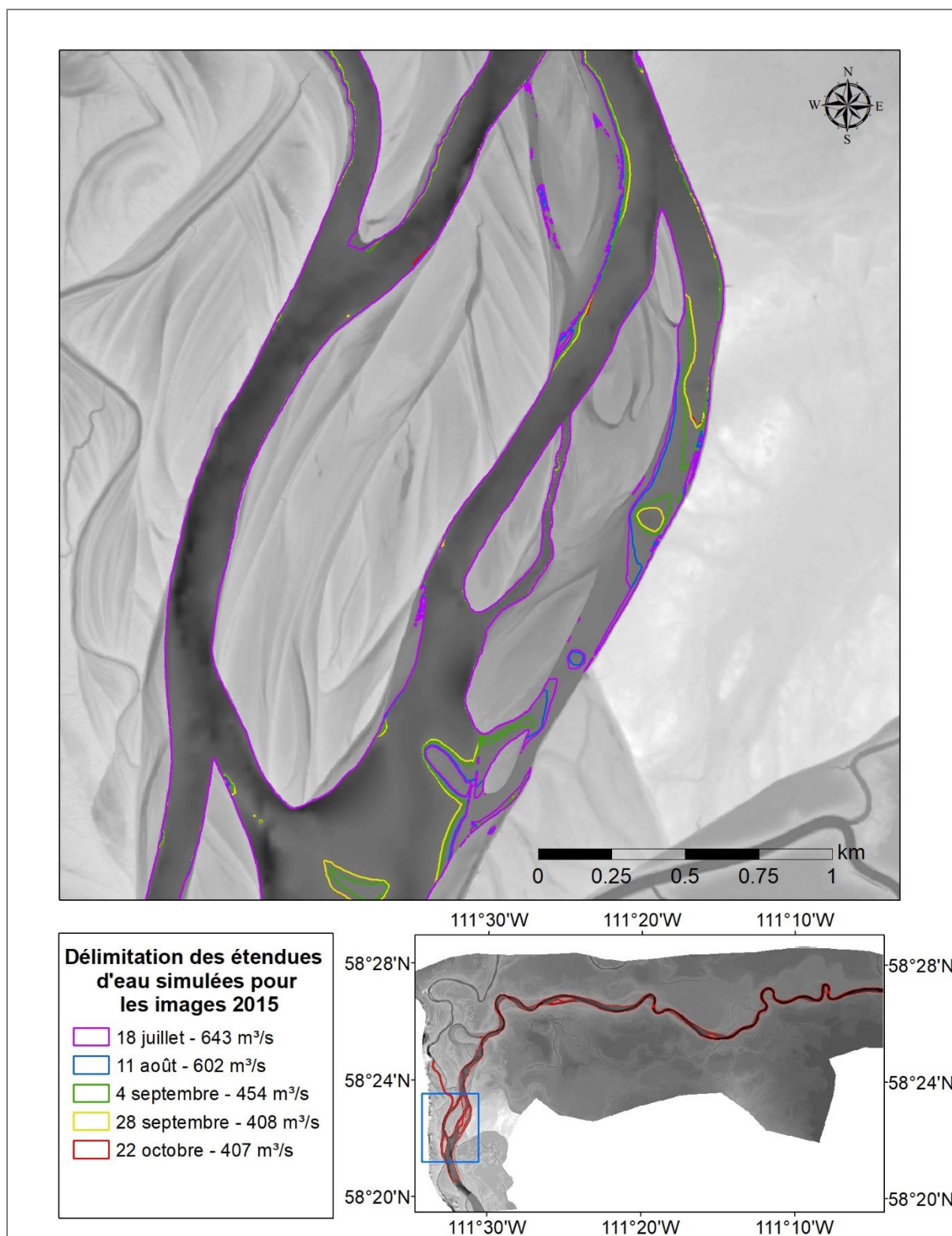


Figure 29: Délimitations simulées pour l'année 2015 sur la couche MNT avec bathymétrie

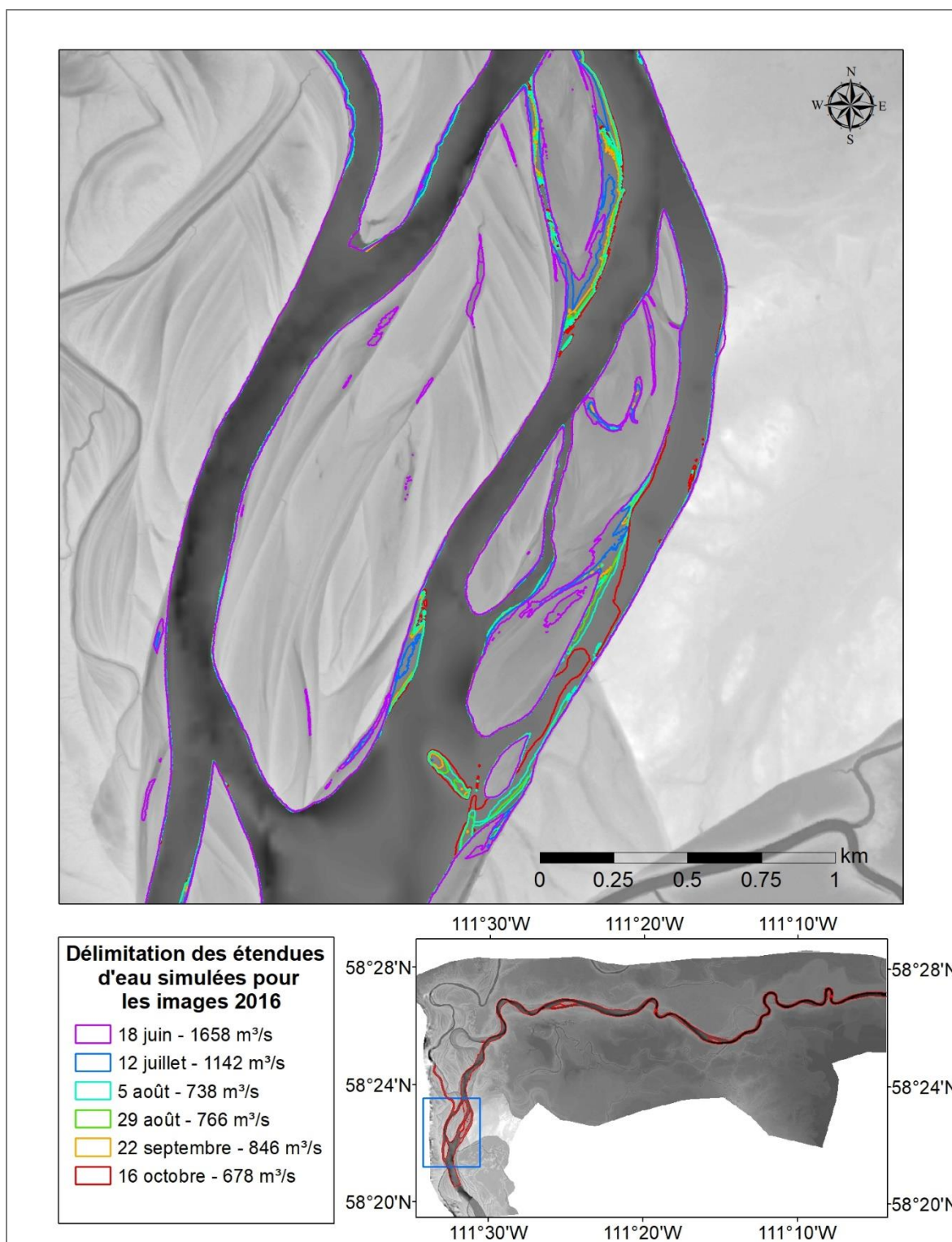


Figure 30: Délimitations simulées pour l'année 2016 sur le couche MNT avec bathymétrie

L'ISC a été calculé pour chaque date d'acquisition en utilisant les données d'étendues d'eau extraites des images Radarsat-2 et leurs homologues simulées. Une valeur moyenne d'ISC de 0.83 a été obtenue avec une valeur minimum de 0.74 et une valeur maximum de 0.89 (Tableau 8).

Tableau 8: Résultats du test ISC

DATE	ISC	Débit (m3/s)
<i>22-mai-12</i>	0.87	836
<i>15-juin-12</i>	0.76	2056
<i>09-juil-12</i>	0.84	1845
<i>02-août-12</i>	0.80	1939
<i>26-août-12</i>	0.87	804
<i>19-sept-12</i>	0.89	718
<i>13-oct-12</i>	0.81	512
<i>18-juil-15</i>	0.85	643
<i>11-août-15</i>	0.84	602
<i>04-sept-15</i>	0.77	454
<i>28-sept-15</i>	0.74	408
<i>22-oct15</i>	0.77	407
<i>18-juin-16</i>	0.85	1658
<i>12-juil-16</i>	0.87	1142
<i>08-août-16</i>	0.84	738
<i>29-août-16</i>	0.84	766
<i>22-sept-16</i>	0.87	846
<i>16-oct-16</i>	0.85	678
<i>Moyenne</i>	0.83	

5. Discussion

5.1 Délimitation des étendues d'eau par images RSO

Plusieurs facteurs peuvent influencer l'exactitude de la délimitation des étendues à l'aide d'images RSO. Certains facteurs environnementaux, tels que la végétation, la glace, le vent et la pluie, peuvent influencer la rétrodiffusion du signal RSO.

Dans le cas de la végétation, une analyse NDVI a été effectuée à partir d'une image Sentinel-2 en tant que données auxiliaires (section 3.2.4). L'analyse démontre que les berges immédiates sont

couvertes d'un très faible taux de végétation, soit entre ± 0.01 à ± 0.1 . Ce facteur ne devrait donc pas être déterminant dans la délimitation des étendues d'eau de la rivière. Il serait aussi possible de faire une discrimination plus exacte des régions boisées à partir d'images à polarisation multiple (White et al., 2014).

La présence de glace a été observée sur deux des vingt images Radarsat-2, soit le 28 avril 2012 et le 6 novembre 2012. La glace agit comme une surface rugueuse qui renvoie le signal de rétrodiffusion vers le capteur contrairement à la réflexion spéculaire d'une masse d'eau lisse (Dierking, 2013). Ce signal confond donc la glace avec les berges de la rivière. Il est possible de discriminer la glace de la terre ferme à partir d'images à polarisation multiple (Huiying et al., 2014), mais les images sélectionnées pour ce projet n'ont qu'une polarisation HH. De plus, la présence de glace modifie l'écoulement de l'eau dans la rivière et la modélisation devrait alors en tenir compte. L'étude se concentre donc sur les périodes d'eau libre.

Semblable à la présence de glace, la présence de vent peut aussi influencer la rétrodiffusion du signal RSO à cause de l'angle des vagues causé par le vent (Grimaldi et al., 2016). Les données prises à la station météorologique Keane Auto démontrent une moyenne des vitesses des vents d'environ 13 m/s pour les dates d'acquisition des images RSO avec une vitesse minimale de 6.3 m/s le 13 octobre 2012 et une vitesse maximale de 19.5 m/s le 28 avril 2012. Henry et al. (2006) ont noté qu'une polarisation HH minimisait les impacts de la rugosité de l'eau causée par le vent sur la rétrodiffusion. Les bandes plus larges, telles que la bande L, sont aussi moins sensibles à la rugosité de l'eau. Cependant, il est difficile d'estimer l'impact de la rugosité de l'eau causé par le vent puisque la vitesse du vent n'est pas toujours synonyme de la hauteur des vagues.

La pluie peut aussi affecter la rugosité de la surface de l'étendue d'eau et donner une valeur de retour du signal RSO plus intense qu'une surface d'eau complètement lisse (Mason et al., 2009). Les données de la station météorologique Keane Auto indiquent de faibles précipitations pour les dates d'acquisition, dont 14 des 20 dates n'ayant aucune précipitation. Seulement trois dates ont eu des précipitations cumulatives journalières supérieures à 1 mm, soit : le 15 juin 2012 avec 3.04 mm, le 18 juillet 2015 avec 4.06 mm et le 4 septembre 2015 avec 2.02 mm. Cependant, il est impossible de savoir si les précipitations étaient en cours lors de l'acquisition de l'image de

même que le taux de précipitations puisque seules des données cumulatives journalières sont disponibles.

5.2 Estimation des niveaux d'eau

De nombreux éléments peuvent influencer la précision des points de niveaux ainsi que la confiance attribuée aux mesures. L'orthorectification des images RSO peut affecter l'emplacement précis du point d'extraction de niveaux tandis que la pente du territoire en interaction avec la résolution spatiale des images RSO et Lidar peuvent influencer la confiance en la valeur de niveau extrait. Finalement, les différents débits réagissent de façon différente à la technique d'extraction de points de niveaux utilisée dans cet essai.

En comparant les images Radarsat-2 orthorectifiées avec l'image Lidar, on remarque qu'il y a un décalage d'un à 2 pixels à certains endroits. Ce décalage fait preuve d'une orthorectification qui n'est pas parfaitement mise au point et peut être une source d'erreur puisque chaque délimitation sera décalée à son tour. Un écart de deux pixels représente un écart réel de 6 mètres sur les images Radarsat-2 et résulte en un écart de trois pixels sur l'image Lidar. Un tel écart peut affecter la précision du trait de délimitation des étendues d'eau. La précision de l'orthorectification pourrait être améliorée avec l'acquisition de points de contrôles pient sur le terrain. Cependant, la région entourant la zone d'étude est sans bâti anthropique, ce qui rend la tâche de localiser des points de contrôle difficile et imprécise. Les points de contrôle pris en zone de végétation peuvent se confondre avec les autres objets végétaux à proximité. La précision des étendues reste relativement bonne lorsque comparée aux étendues d'eau simulée par le modèle tel que détaillé à la section 5.4.

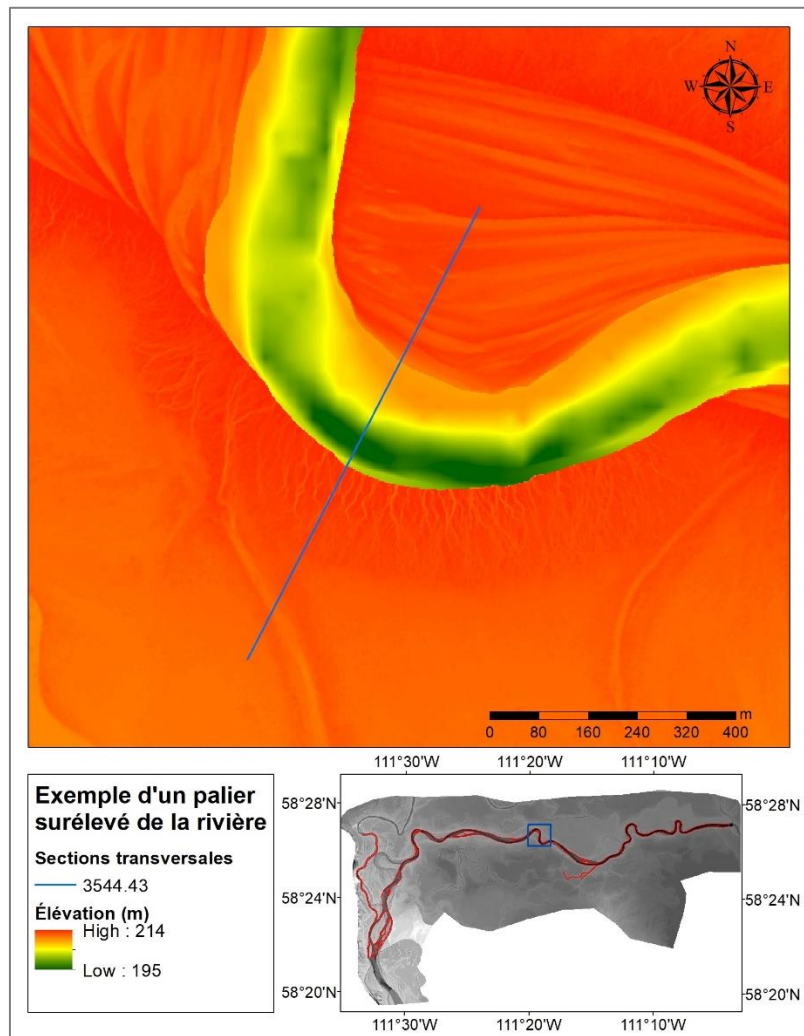
L'estimation des niveaux d'eau a pu être réalisée grâce à l'intersection des sections transversales avec les polygones de délimitation des étendues d'eau pour ensuite extraire l'élévation de l'image Lidar. Après une première inspection visuelle, il a été conclu qu'un grand nombre des points d'élévation extraits n'étaient pas fiables dû aux pentes abruptes le long des berges. La donnée auxiliaire du dénivelé présenté à la figure 16 montre que les berges de la rivière ont une pente allant jusqu'à 78° d'inclinaison à l'exception de certains endroits. Considérant la résolution

spatiale des images Radarsat-2 (3m), ce degré d'inclinaison ne permet pas une discrimination des niveaux d'eau. Cependant, certains endroits sur les berges offraient une pente plus douce où le niveau d'eau a pu être extrait avec confiance. Si l'on considère qu'il y a 14040 points extraits (390 sections transversales x 2 berges x 18 dates d'acquisition), les 131 points utilisés représentent 0.9% du total des points de niveaux.

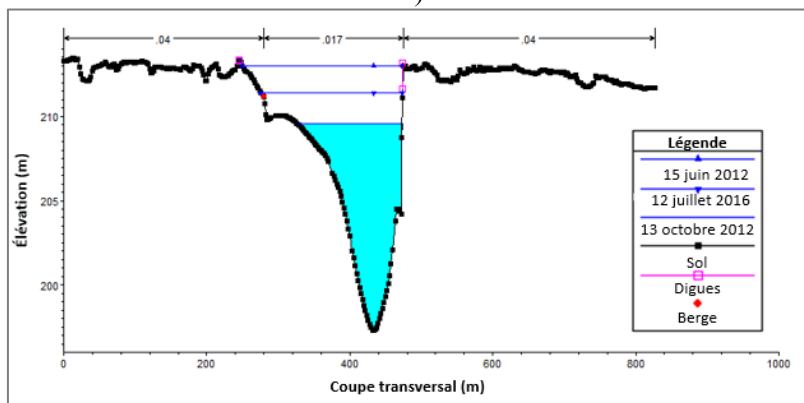
Le tableau 9 résume le nombre de points de niveaux par date d'acquisition qui ont pu être utilisés pour le calage du modèle hydraulique ainsi que leur débit respectif. On remarque que les dates ayant le plus de points de niveaux utilisés sont celles où le débit est très bas, soit sous les 700 m³/s. Cette situation s'explique par la présence de palier à pente douce submergé lors de débit supérieur à 700 m³/s. Ces paliers se situent principalement dans la partie inférieure d'un méandre de la rivière où les sédiments peuvent s'accumuler (figure 31). Ces zones permettent donc d'extraire le niveau d'eau des débits plus faible avec confiance. On retrouve aussi d'autres sections où une pente douce commence à 211 m d'élévation et permet l'extraction des points de niveaux pour des débits plus élevés (figure 32). Les points extraits de ces sections particulières ont ainsi permis de caler le modèle hydraulique avec une précision discuté à la section 5.4.

Tableau 9: Nombre de points de niveaux extrait par date d'acquisition avec débits

<i>Date d'acquisition</i>	Nombre de points de niveaux extrait	Débit Athabasca (M³/s)
<i>22-mai-12</i>	5	836
<i>15-juin-12</i>	6	2056
<i>09-juil-12</i>	4	1845
<i>02-août-12</i>	6	1939
<i>26-août-12</i>	4	804
<i>19-sept-12</i>	5	718
<i>13-oct-12</i>	28	512
<i>18-juil-15</i>	3	643
<i>11-août-15</i>	3	602
<i>04-sept-15</i>	9	454
<i>28-sept-15</i>	12	408
<i>22-oct-15</i>	11	407
<i>18-juin-16</i>	6	1658
<i>12-juil-16</i>	5	1142
<i>05-août-16</i>	4	738
<i>29-août-16</i>	7	766
<i>22-sept-16</i>	3	846
<i>16-oct-16</i>	10	678
<i>Total</i>	131	

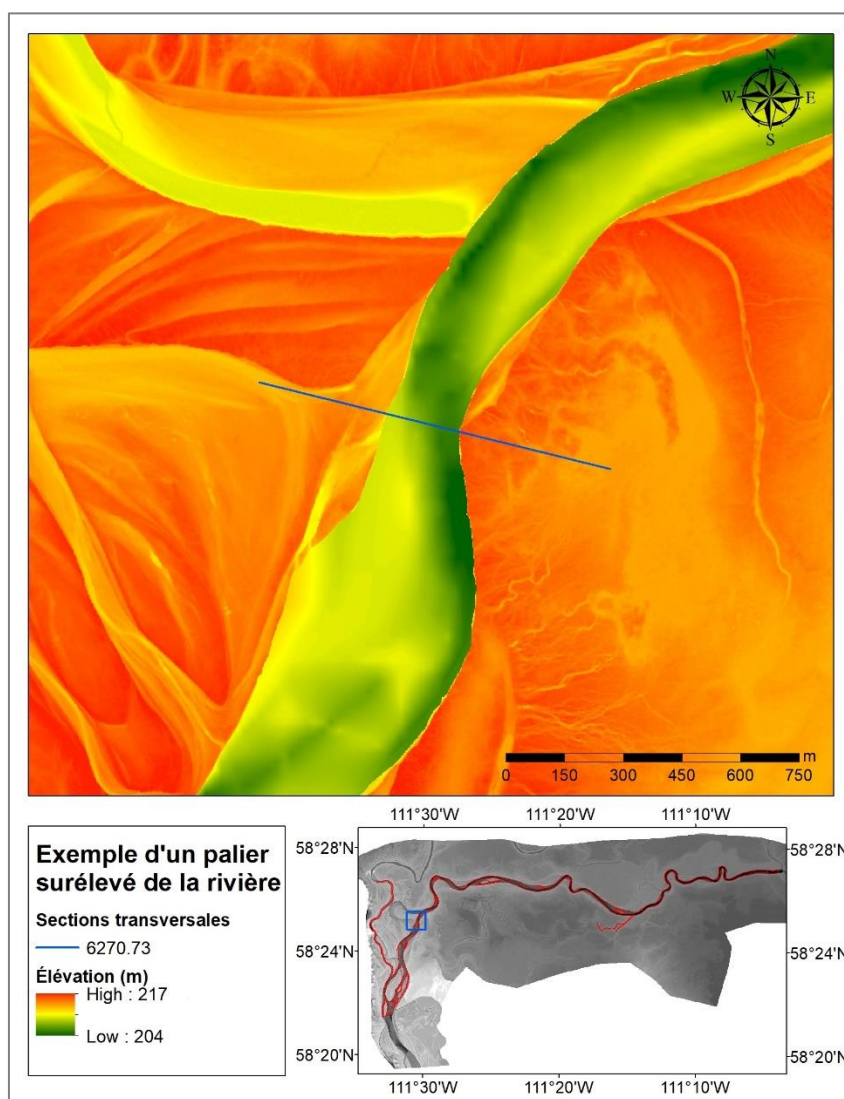


A)

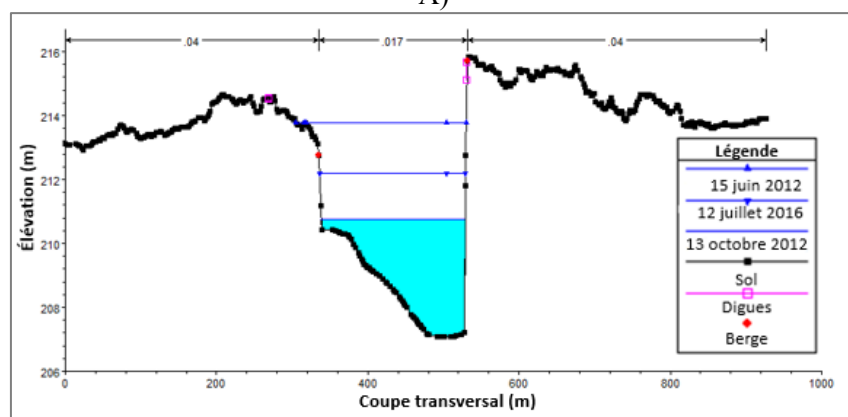


B)

Figure 31: Exemple d'un palier abaissé sur la berge inférieure d'un méandre (A) et le profil de la coupe transversale illustré (B) avec les niveaux d'eau du 15 juin 2012, 12 juillet 2016 et 13 octobre 2012.



A)



B)

Figure 32: Exemple d'un palier surélevé sur la berge (A) et le profil de la coupe transversale illustré (B)

5.3 Calage du modèle hydraulique

En comparant les résultats du RMSE obtenus par le modèle (0.26 m) par rapport à de nombreuses études sur le calage de modèle hydraulique à l'aide d'image RSO, on remarque une amélioration du degré d'incertitude du modèle (p.e. Matgen et al., 2004 (0.41 m) ; Schumann et al., 2010 (0.31 m); Domeneghetti et al., 2014 (0.34 m). Deux aspects utilisés dans cet essai peuvent expliquer cette amélioration : des images RSO hautes résolutions (3m) et un usage multitemporel de ces images.

L'utilisation d'images hautes résolutions est un avantage drastique puisqu'il permet une meilleure précision de la délimitation des étendues d'eau qui à son tour permet d'extraire le niveau d'eau du MNT avec une plus grande exactitude. Une plus fine résolution spatiale est aussi plus sensible au changement de pente de la couche MNT et permet une plus grande confiance dans l'utilisation des points de niveaux extraits pour le calage du modèle tel que discuté dans la section 5.2.

L'aspect multitemporel exploité dans cet essai est aussi crucial au calage du modèle hydraulique. Le principal avantage d'utiliser une série temporelle d'images provient de l'extraction de points de niveaux à différents débits. Les images RSO utilisées couvrent des débits très faibles à très élevés. En combinant les niveaux de différents débits, on obtient un calage plus exact et répondant à un plus grand essor de scénarios. Cet aspect multitemporel permet aussi une amélioration constante du modèle en ajoutant des points de niveaux extraits d'images RSO à différents débits avec de futures images.

Une amélioration au calage pourrait être faite avec l'utilisation combinée d'image RSO et de données de niveaux in situ. Les données in situ sont plus difficiles à acquérir, mais la précision est supérieure aux points de niveaux extraits d'image RSO. En combinant des données in situ avec des données RSO multitemporelles, il serait possible de diminuer l'intervalle d'erreur obtenu par un calage à l'aide d'image RSO uniquement.

5.4 Validation du modèle hydraulique

L'incertitude sur les valeurs d'ISC provient à la fois de la délimitation des zones inondées à l'aide d'image RSO que de l'incertitude du modèle hydraulique. Les valeurs d'ISC obtenues dans cette étude (0.83) sont supérieures aux valeurs obtenues dans d'autres études telles que Tarpenli et al. (2013) (0.487) et Dung et al. (2011) (0.531). Cette différence pourrait être expliquée par les berges abruptes du site d'étude qui limite l'expansion latérale de la rivière lors d'un débit élevé.

Les plus grandes valeurs d'ISC sont obtenues pour des valeurs de débits intermédiaires (Tableau 7). Cela peut s'expliquer par une plus grande incertitude de la simulation pour les très forts et les très faibles débits. Un plus grand nombre d'images RSO acquises lors de débits extrêmes pourrait permettre d'améliorer le modèle hydraulique dans ces conditions. On remarque également des zones inondées simulées par le modèle qui ne sont pas adjacentes à la rivière (figure 27 et 29). Cette source d'erreur provient de l'outil RASMAPP. En enlevant manuellement ces polygones, la valeur d'ISC serait améliorée.

Un retour sur le prétraitement pourrait aussi améliorer l'ISC avec l'acquisition de point de contrôle et améliorant ainsi l'orthorectification des images Radarsat 2. La délimitation des étendues d'eau pourrait donc être mieux superposée aux délimitations simulées.

Une validation à l'aide d'un modèle transitoire pourrait également être réalisée. Des observations de niveau en continu acquises entre juillet et novembre 2016 et 2017 seront bientôt disponibles à plusieurs endroits dans la rivière Athabasca. Un coefficient de Nash-Sutcliffe pourra alors être calculé.

6. Conclusion et recommandation

Cet essai portait sur le calage d'un modèle hydraulique à partir d'image Radarsat-2 pour une portion de la rivière Athabasca au nord de l'Alberta. La méthodologie s'est divisée en deux parties principales, soit : l'extraction des points de niveaux à partir d'image RSO et d'une couche MNT suivant une adaptation du modèle REFIX (Schumann, 2006) ainsi que le calage du modèle hydraulique 1D (HEC-RAS).

Lors du prétraitement des images Radarsat-2, deux images sur 20 ont été mises de côté suite à l'observation de plaque de glace faussant les résultats de la délimitation des étendues d'eau. Un total de 131 points de niveaux ont pu être extraits avec confiance pour être utilisés dans le calage du modèle hydraulique. Un RSME de 0.26 m a été obtenu suite au calage du modèle. Une première validation avec de données in situ acquises en 2008, 2012 et 2016 a obtenu un RSME de 0.20 m. Une seconde validation réalisée en comparant les polygones d'étendues d'eau simulés avec le modèle hydraulique et dérivés des images RSO a obtenu un ISC moyen de 0.83. Ces résultats sont encourageant puisqu'ils démontrent l'utilité des images RSO hautes résolutions sur une échelle multitemporelle pour une excellente précision de calage d'un modèle hydraulique 1D.

Il reste cependant quelques sources d'incertitudes qui pourraient être abordées afin d'améliorer les résultats du calage. Le manque de point de contrôle est un des aspects les plus importants quant à la précision de la délimitation des étendues d'eau et de l'extraction des points de niveaux. La pente des berges est aussi un élément causant une perte de confiance envers de nombreux points de niveaux extraits. Une incertitude réside aussi dans la simulation des débits extrêmes.

L'aspect multitemporel de la méthodologie utilisée ouvre la porte à une amélioration du calage à l'aide de données de l'année 2017, que ce soit de nouvelles images RSO ou données in situ. L'intégration des données à un modèle transitoire pourrait aussi servir de validation supplémentaire. La future mission SWOT (Topographie des eaux de surface et océans), prévu pour 2021, donnera une nouvelle perspective pour le calage de modèle hydraulique puisqu'elle amènera de nouvelles images à haute résolution verticale (Agence spatiale canadienne, 2017), ce qui facilitera l'estimation des niveaux d'eau à l'aide de données satellitaires.

Références

- Abbott, M. B. (1999). Introducing hydroinformatics. *Journal of hydroinformatics*, 1(1), 3-19.
- Agence spatiale canadienne (2017). La mission SWOT de topographie des surfaces d'eau océaniques et continentales. Repéré à <http://www.asc-csa.gc.ca/fra/satellites/swot.asp>.
- Aitken B., Sapach R. (1994). *Hydraulic modelling of Peace-Athabasca Delta under modified and natural flow conditions*. NRBS Report No. 43, Northern River Basins Study: Edmonton, Alberta; 45 C appendices.
- Anctil F., Rousselle J. et Lauzon N. (2012). Hydrologie : Cheminement de l'eau. *Presses internationales Polytechnique*, 392 p.
- Bannari, A., Morin, D., Bonn, F., et Huete, A. R. (1995). A review of vegetation indices. *Remote sensing reviews*, 13(1-2), 95-120.
- Brisco, B. (2015). Mapping and monitoring surface water and wetlands with synthetic aperture radar. *Remote Sensing of Wetlands: Applications and Advances*, 119-136.
- Brown, R. J., Brisco, B., D'Iorio, M. A., Prevost, C., Ryerson, R. A., et Singhroy, V. (1996). RADARSAT applications: review of GlobeSAR Program. *Canadian journal of remote sensing*, 22(4), 404-419.
- Bruder, J. A., Carlo, J. T., Gurney, J. H., et Gorman, J. (2003). IEEE Standard Letter Designations for Radar-Frequency Bands. IEEE Aerospace & Electronic Systems Society, 1-3.
- Brunner, G.W. (2016). *HEC-RAS River Analysis System User's Manual. Report No. CPD-68, Version 5.0. U.S. Army Corps of Engineers*, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA. Canadian space agency.
- CEMA. (2017). Water Working Group. Repéré à <http://cemaonline.ca/index.php/working-groups/swwg>.
- Chow, V.T., (1959). *Open-channel hydraulics*, New York, McGraw-Hill Book Co., 680 p.
- Clark, P. E., & Rilee, M. L. (2010). *Remote Sensing Tools for Exploration: Observing and Interpreting the Electromagnetic Spectrum*. New York, NY: Springer New York, 2010.
- De Roo, A., Van Der Knijff, J., Horritt, M., Schmuck, G., et De Jong, S. M. (1999). Assessing flood damages of the 1997 Oder flood and the 1995 Meuse flood. Dans *Proceedings of the Second International ITC Symposium on Operationalization of Remote Sensing*, Enschede. The Netherlands (pp. 16-20).
- Delis, A. I., et Katsaounis, T. (2005). Numerical solution of the two-dimensional shallow water equations by the application of relaxation methods. *Applied Mathematical Modelling*, 29(8), 754-783.

- Dierking, W. (2013). Sea ice monitoring by synthetic aperture radar. *Oceanography*, 26(2), 100-111.
- Farley, D. W., & Cheng, H. (1986). Hydraulic impact of flow regulation on the Peace-Athabasca Delta. *Canadian Water Resources Journal*, 11(1), 26-42.
- Stimson, G.W. (1998). *Introduction to Airborne Aircraft* (2e éd). Menham, NJ: SciTech Publishing Inc.
- Gouvernement de l'Alberta. (2017). Alberta Climate Information Service. Repéré à <https://agriculture.alberta.ca/acis/>.
- Hamilton, S. K., Sippel, S. J., et Melack, J. M. (1996). Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archiv für Hydrobiologie*, 137(1), 1-23.
- Henderson, F. M., et Lewis, A. J. (2008). Radar detection of wetland ecosystems: a review. *International Journal of Remote Sensing*, 29(20), 5809-5835.
- Henry, J. B., Chastanet, P., Fellah, K., et Desnos, Y. L. (2006). Envisat multi-polarized ASAR data for flood mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 27(10), 1921-1929.
- Hess, L. L., Melack, J. M., et Simonett, D. S. (1990). Radar detection of flooding beneath the forest canopy: a review. *International Journal of Remote Sensing*, 11(7), 1313-1325.
- Horritt, M. S., Mason, D. C., et Luckman, A. J. (2001). Flood boundary delineation from synthetic aperture radar imagery using a statistical active contour model. *International Journal of Remote Sensing*, 22(13), 2489-2507.
- Huiying, L., Huadong, G., et Lu, Z. (2014). Sea ice classification using dual polarization SAR data. Dans *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 17, No. 1, p. 012115). IOP Publishing.
- Irons, J. R., et Petersen, G. W. (1981). Texture transforms of remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 11, 359-370.
- Kasischke, E. S., Melack, J. M., et Dobson, M. C. (1997). The use of imaging radars for ecological applications—a review. *Remote Sensing of Environment*, 59(2), 141-156.
- Kumar, S., et Shukla, S. (2014). *Concepts and Applications of MICROWAVE ENGINEERING*. (1er éd.) Delhi: PHI Learning Pvt. Ltd.
- Lee, J. S., Wen, J. H., Ainsworth, T. L., Chen, K. S., et Chen, A. J. (2009). Improved sigma filter for speckle filtering of SAR imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(1), 202-213.
- Maione, U., Mignosa, P., et Tomirotti, M. (2003). Regional estimation model of synthetic design hydrographs. *International Journal of River Basin Management*, 12, 151-163.

- Matgen, P., Schumann, G., Henry, J. B., Hoffmann, L., et Pfister, L. (2007). Integration of SAR-derived river inundation areas, high-precision topographic data and a river flow model toward near real-time flood management. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 9(3), 247-263.
- Mather, P., et Tso, B. (2009). *Classification methods for remotely sensed data* (pp. 221-252). Boca Raton: CRC press.
- Nash, J. E., et Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.
- Peters, D. L., Prowse, T. D., Pietroniro, A., et Leconte, R. (2006a). Flood hydrology of the Peace-Athabasca Delta, northern Canada. *Hydrological Processes*, 20(19), 4073-4096.
- Peters, D. L., Prowse, T. D., Marsh, P., Lafleur, P. M., et Buttle, J. M. (2006b). Persistence of Water within Perched Basins of the Peace-Athabasca Delta, Northern Canada. *Wetlands Ecology & Management*, 14(3), 221.
- Ramsey, E. (1998). Radar remote sensing of wetlands. Dans R. Lunetta et C. Elvidge (dir.), *Remote Sensing Change Detection: Environmental Monitoring Methods and Applications*, Chelsea, MI: Ann Arbor Press.
- Raney, R.K. (1998). Radar fundamentals: Technical perspective. Dans Henderson, F.M. et Lewis, A.J. (dir.) *Manual of remote sensing: Principles and applications of imaging radar* (3^e éd.) New York, John Wiley & Sons.
- Rees, G. (2013). *Physical principles of remote sensing*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2013.
- Richards, J. A. (2013). *Remote sensing digital image analysis: an introduction*. Berlin: Springer.
- Schumann, G., Matgen, P., Pappenberger, F., Black, A., Cutler, M., Hoffmann, L., et Pfister, L. (2006). The Refix Model: Remote Sensing Based Flood Modelling. Dans *ISPRS Commission VII Mid-term Symposium "Remote Sensing: From Pixels to Processes"*, Enschede, the Netherlands.
- Schumann, G., Matgen, P., Hoffmann, L., Hostache, R., Pappenberger, F., et Pfister, L. (2007a). Deriving distributed roughness values from satellite radar data for flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, 344(1), 96-111.
- Schumann, G., Hostache, R., Puech, C., Hoffmann, L., Matgen, P., Pappenberger, F., et Pfister, L. (2007b). High-resolution 3-D flood information from radar imagery for flood hazard management. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(6), 1715-1725.
- Schumann, G., Matgen, P., Cutler, M. E. J., Black, A., Hoffmann, L., et Pfister, L. (2008). Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 63(3), 283-296.

- Schumann, G., Di Baldassarre, G., et Bates, P. D. (2009a). The utility of spaceborne radar to render flood inundation maps based on multialgorithm ensembles. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(8), 2801-2807.
- Schumann, G., Bates, P. D., Horritt, M. S., Matgen, P., et Pappenberger, F. (2009b). Progress in integration of remote sensing-derived flood extent and stage data and hydraulic models. *Reviews of Geophysics*, 47(4).
- Schumann, G. J. P., Bates, P., Di Baldassarre, G., et Mason, D. C. (2012). The use of radar imagery in riverine flood inundation studies. *Fluvial Remote Sensing for Science and Management*, 115-140.
- Schumann, G. J. P., et Moller, D. K. (2015). Microwave remote sensing of flood inundation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 83, 84-95.
- Shipman J.T., Wilson J.D. et Todd A.W. (2015) *An introduction to physical science* (14^e éd.) Boston: Houghton Mifflin.
- Szymkiewicz, R. (2010). *Numerical Modeling in Open Channel Hydraulics*. Dordrecht: Springer.
- Te Chow, V. (1959). *Open channel hydraulics*. New York: McGraw-Hill Book Company, Inc.
- Udroiu C., Grosu A., Popescu R., Laurentiu N., Manda R., Savinaud M., Bellemans N. et Bontemps S. (2016) Sentinel-2 Agriculture - Software user manual. Repéré à <http://www.esa-sen2agri.org/wp-content/uploads/docs/Sen2Agri-Software-User-Manual-2.3.pdf>.
- Uhlenbrook S (2009) Climate and man-made changes and their impacts on catchments. Dans Kovar P., Maca P., Redinova J. (dir.), *Water Policy, Water as a Vulnerable and Exhaustible Resource*. Proceedings of the Joint Conference of APLU and ICA, 23-26 June 2009, Prague, Czech Republic, page 81-87.
- Wang, Y. (2004). Using Landsat 7 TM data acquired days after a flood event to delineate the maximum flood extent on a coastal floodplain. *International Journal of Remote Sensing*, 25(5), 959-974.
- Werner, M., (2004). *Spatial flood extent modelling: a performance-based comparison*. (Thèse de doctorat) Accessible par ProQuest Dissertations & Theses. (305054127)
- Werner, M., Blazkova, S., et Petr, J. (2005). Spatially distributed observations in constraining inundation modelling uncertainties. *Hydrological Processes*, 19(16), 3081-3096.
- Whitcomb, J., Moghaddam, M., McDonald, K., Kelldorfer, J., et Podest, E. (2009). Mapping vegetated wetlands of Alaska using L-band radar satellite imagery. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 35(1), 54-72.

- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Amsterdam: Elsevier/Academic Press.
- Williams, D. J., et Shah, M. (1992). A fast algorithm for active contours and curvature estimation. *CVGIP: Image understanding*, 55(1), 14-26.
- Zwenzner, H., et Voigt, S. (2009). Improved estimation of flood parameters by combining space based SAR data with very high resolution digital elevation data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 567-576.

Annexe I

Image Radarsat-2 du 16 octobre 2016

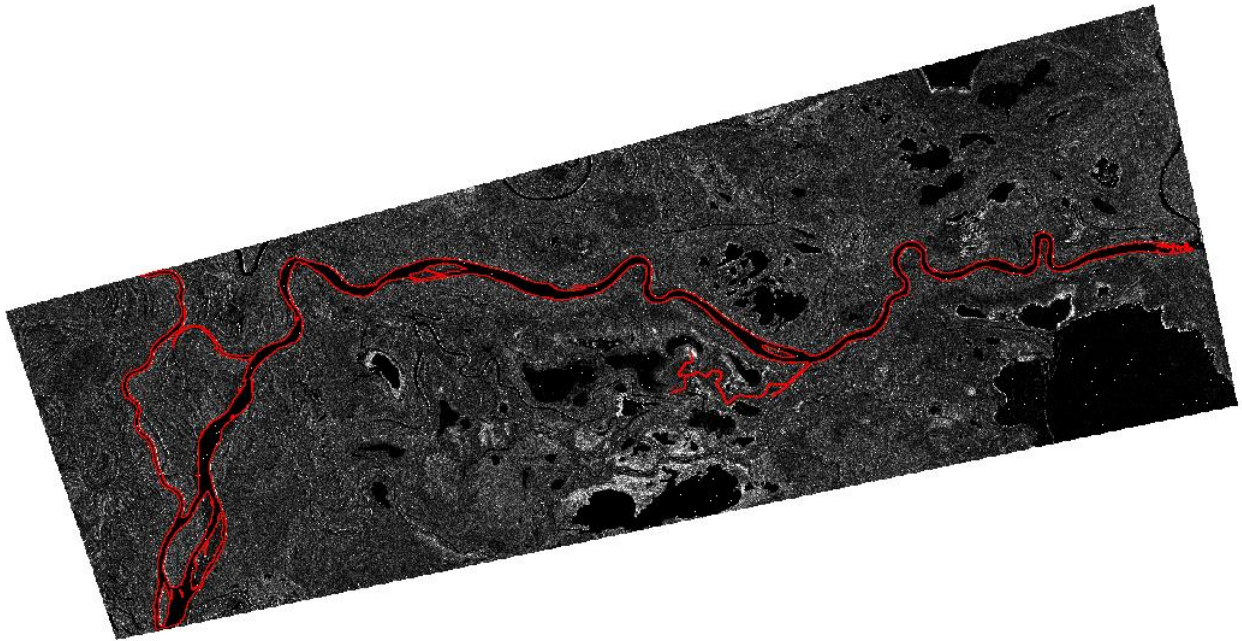


Image Radarsat-2 du 22 septembre 2016

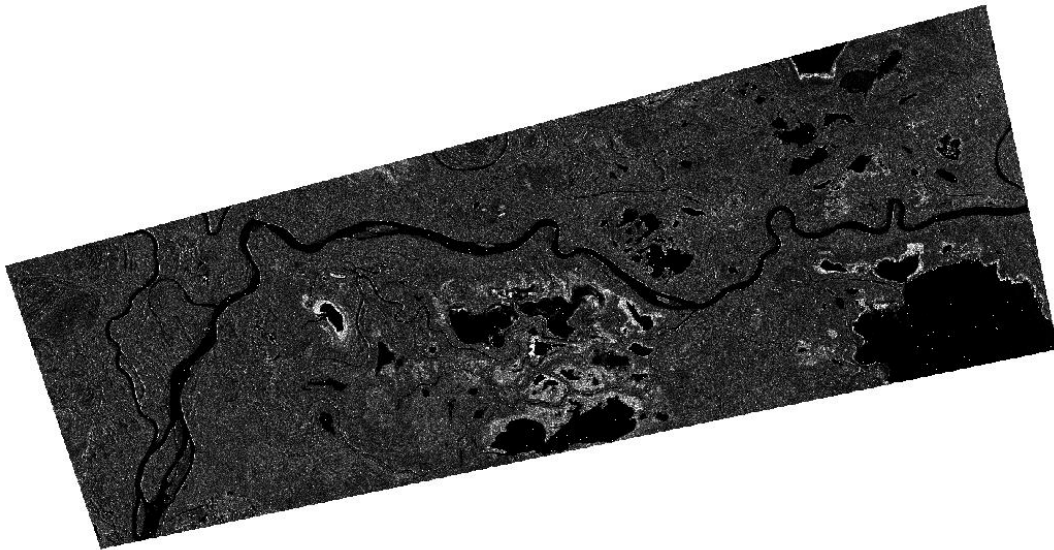


Image Radarsat-2 du 29 août 2016

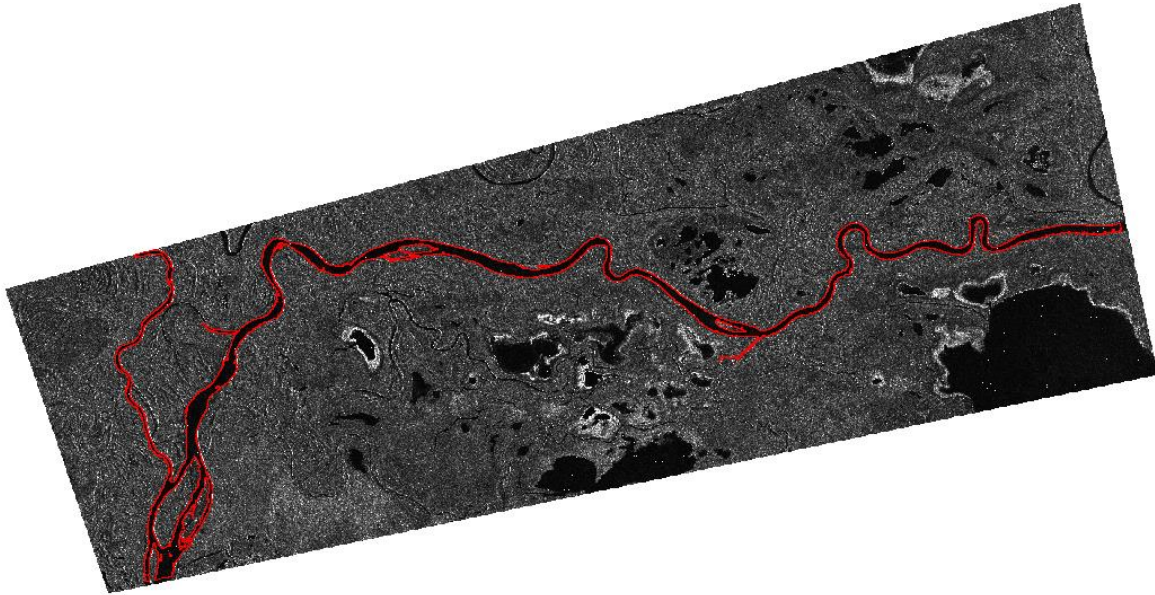


Image Radarsat-2 du 5 août 2016

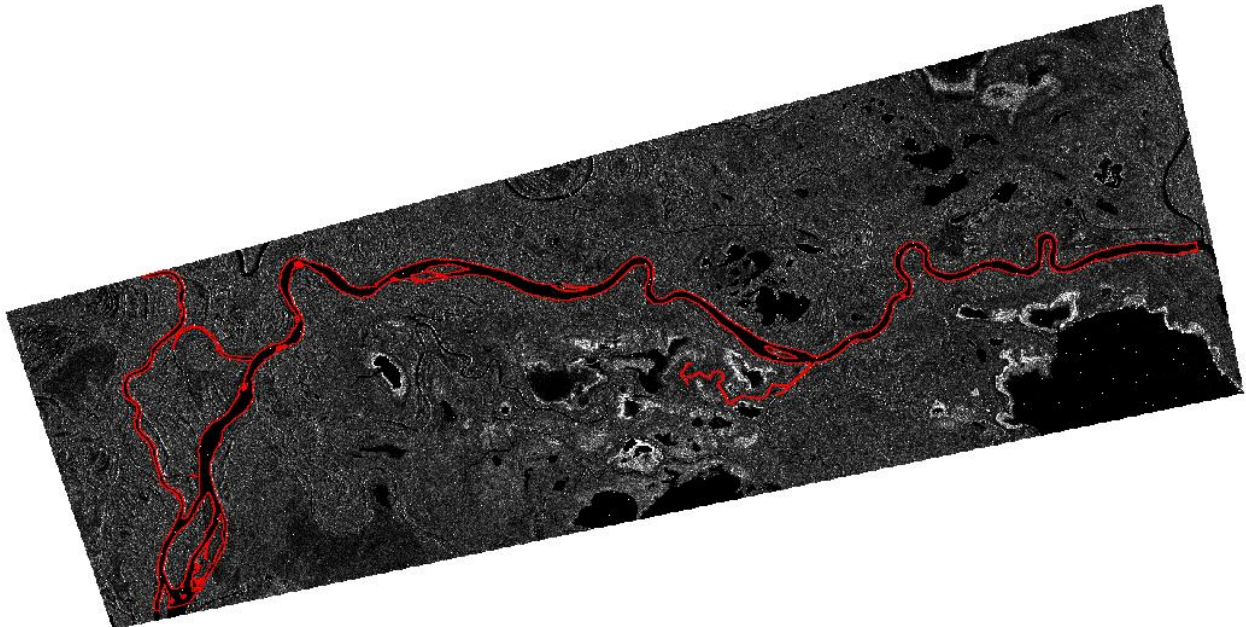


Image Radarsat-2 du 12 juillet 2016

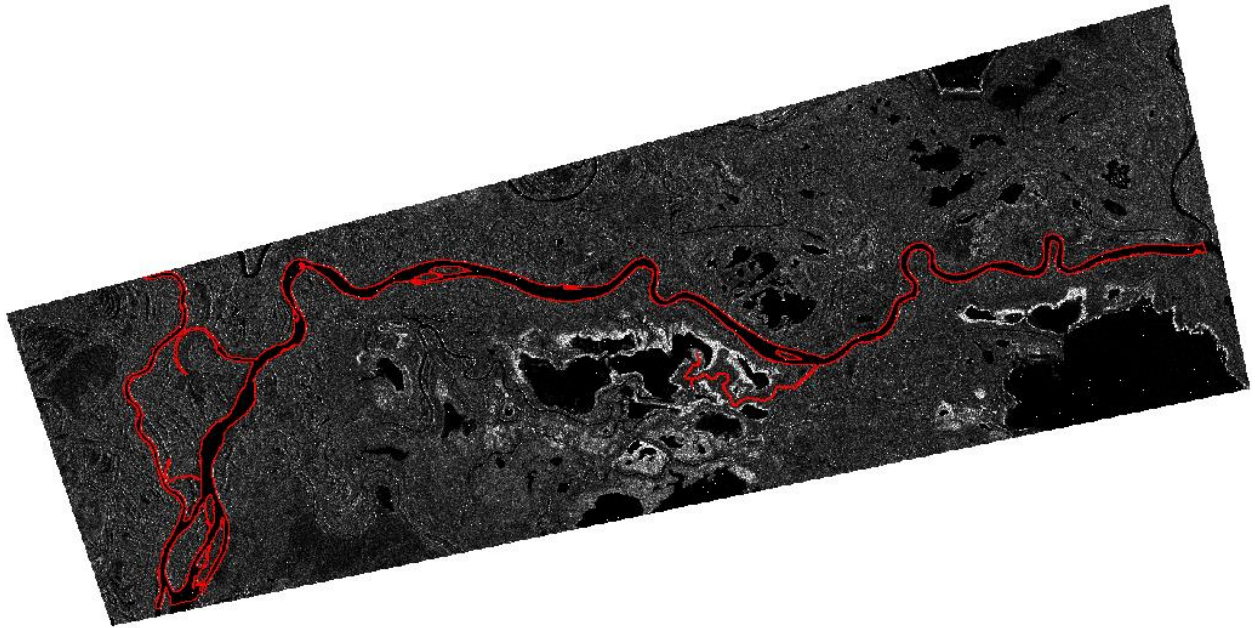


Image Radarsat-2 du 18 juin 2016

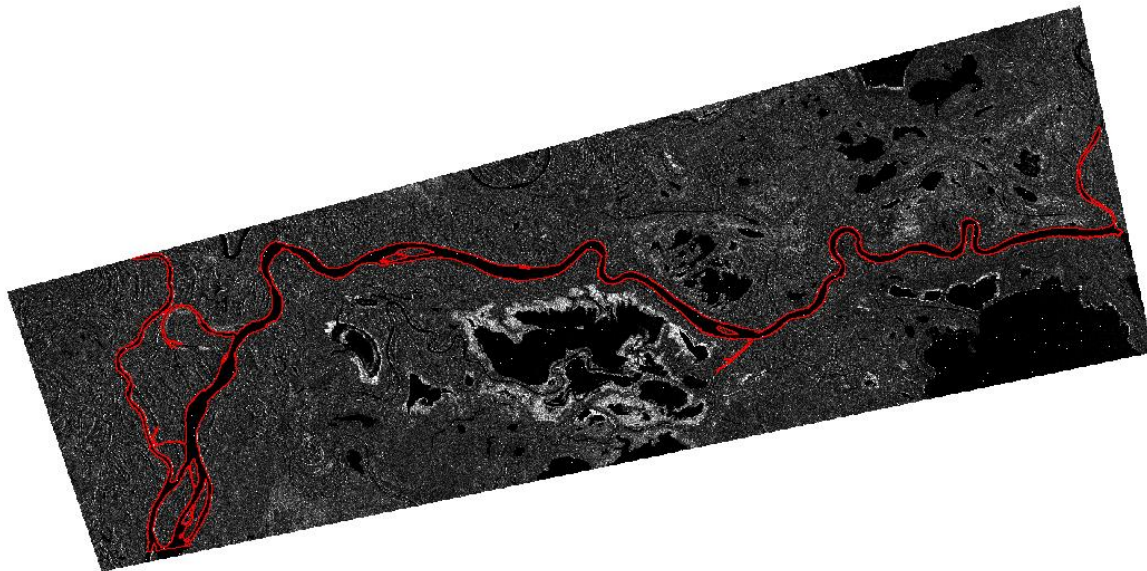


Image Radarsat-2 du 22 octobre 2015

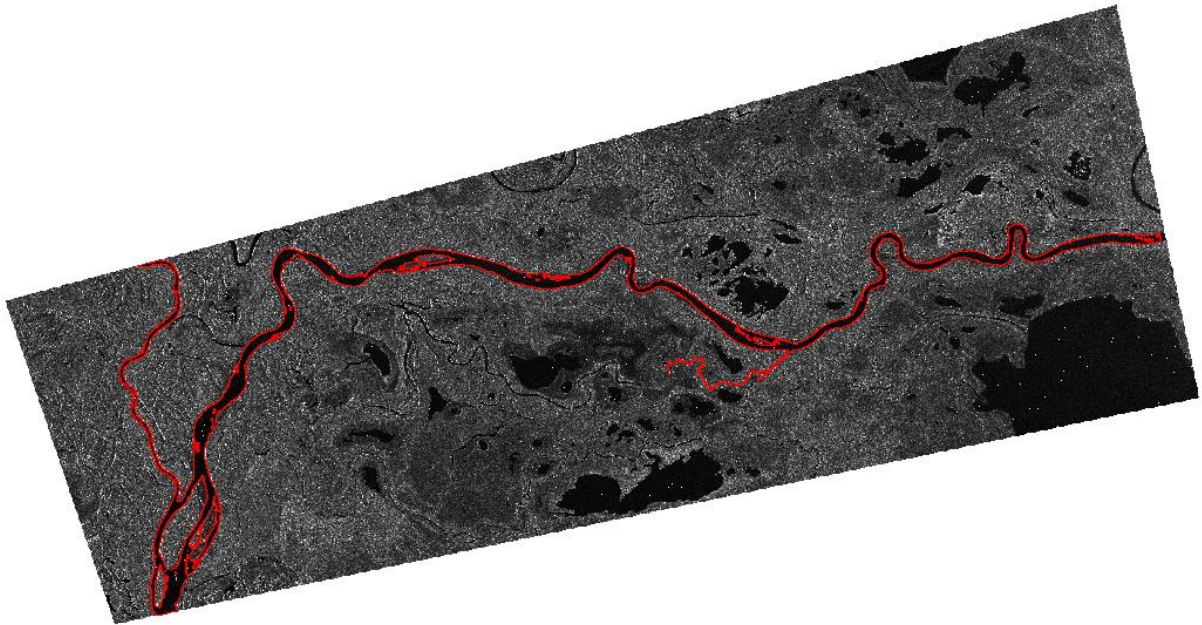


Image Radarsat-2 du 28 septembre 2015

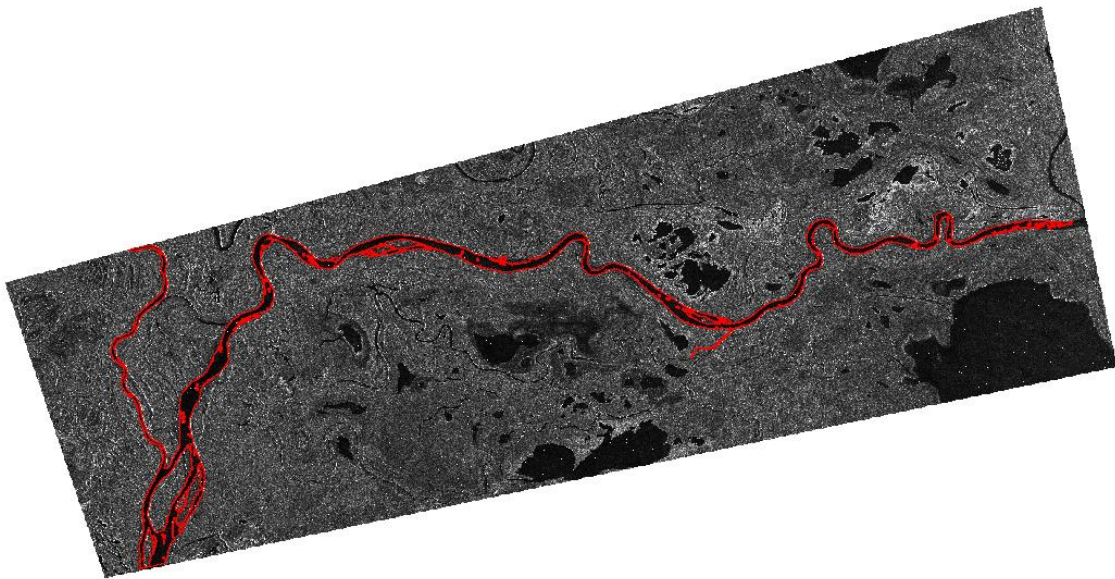


Image Radarsat-2 du 4 septembre 2015

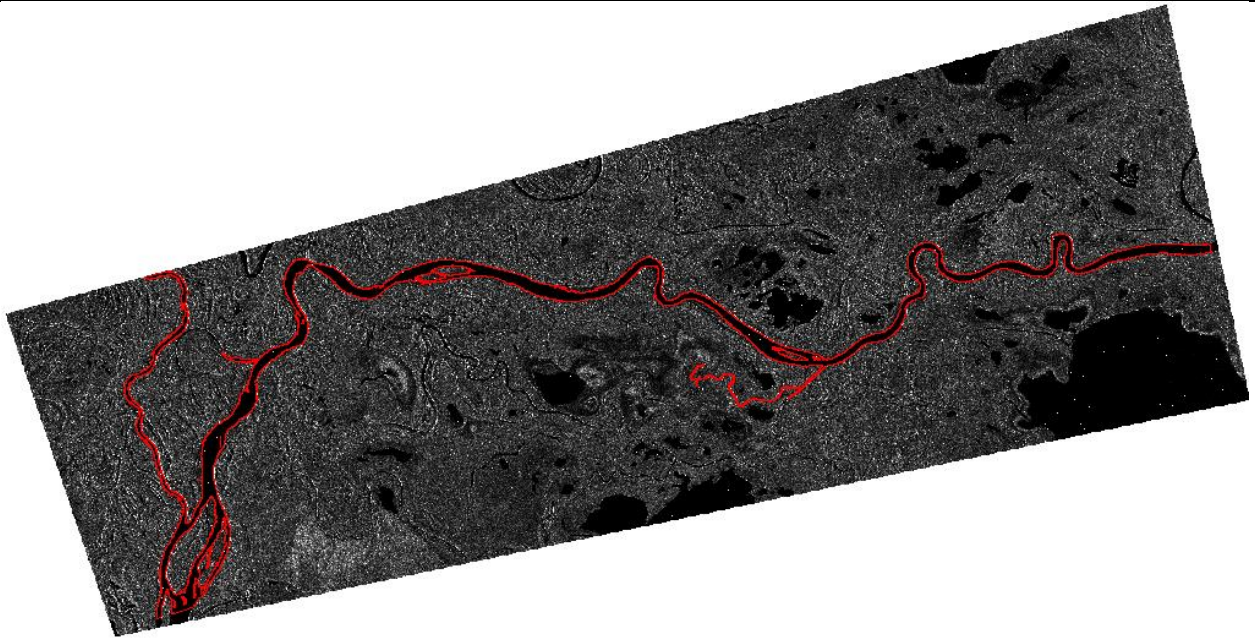


Image Radarsat-2 du 11 août 2015

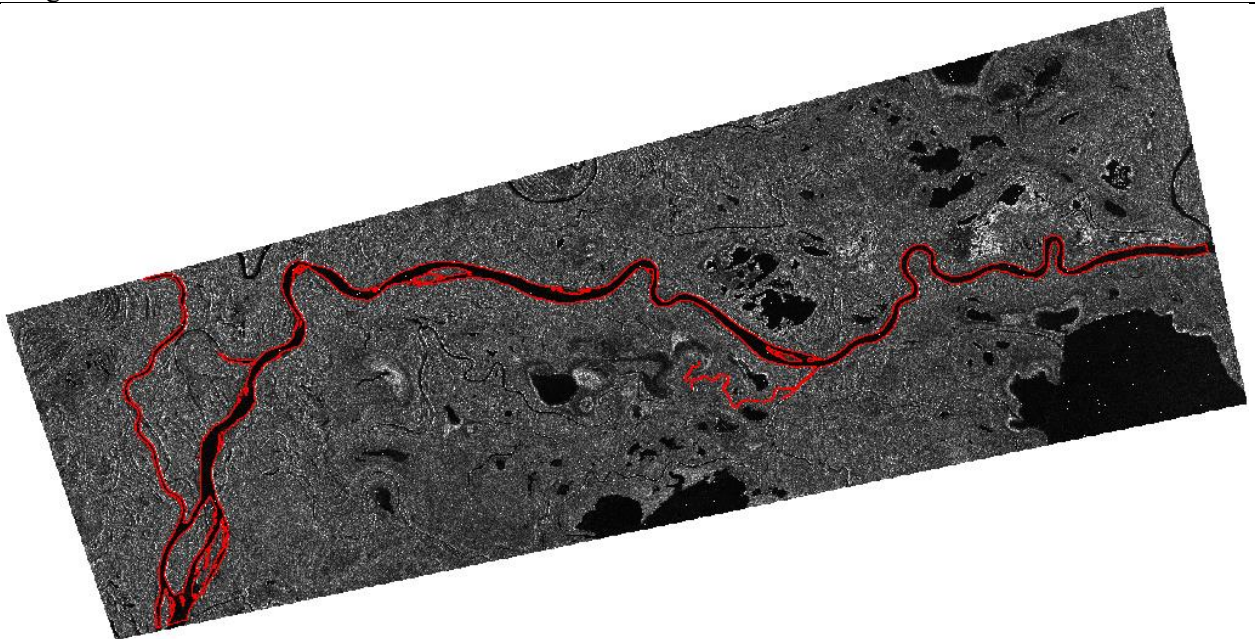


Image Radarsat-2 du 18 juillet 2015

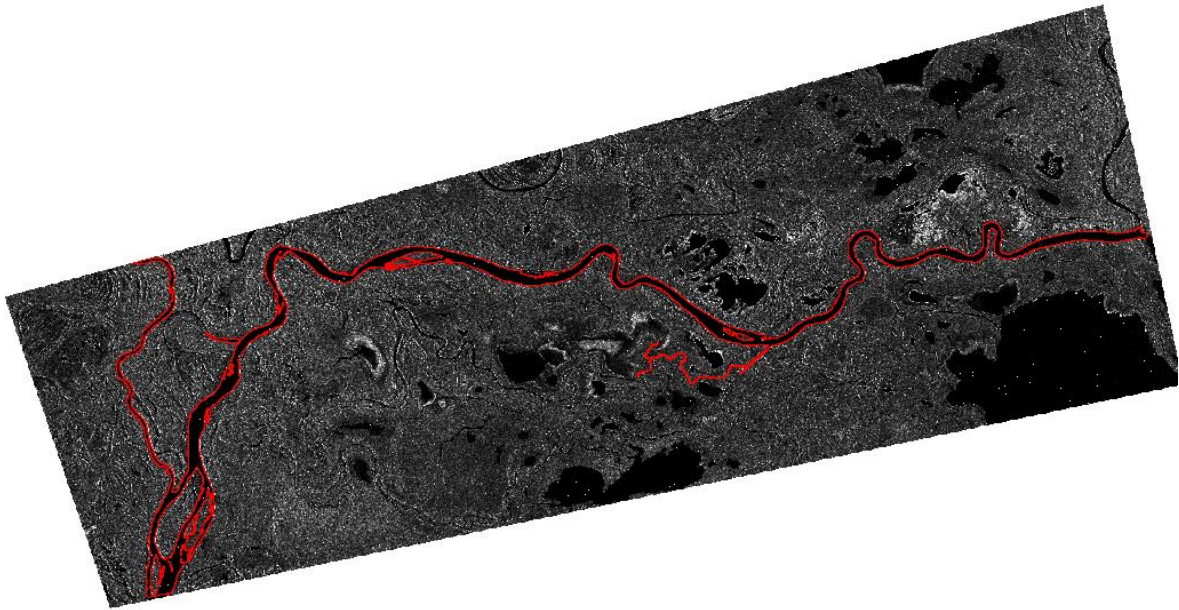


Image Radarsat-2 du 6 novembre 2012



Image Radarsat-2 du 13 octobre 2012

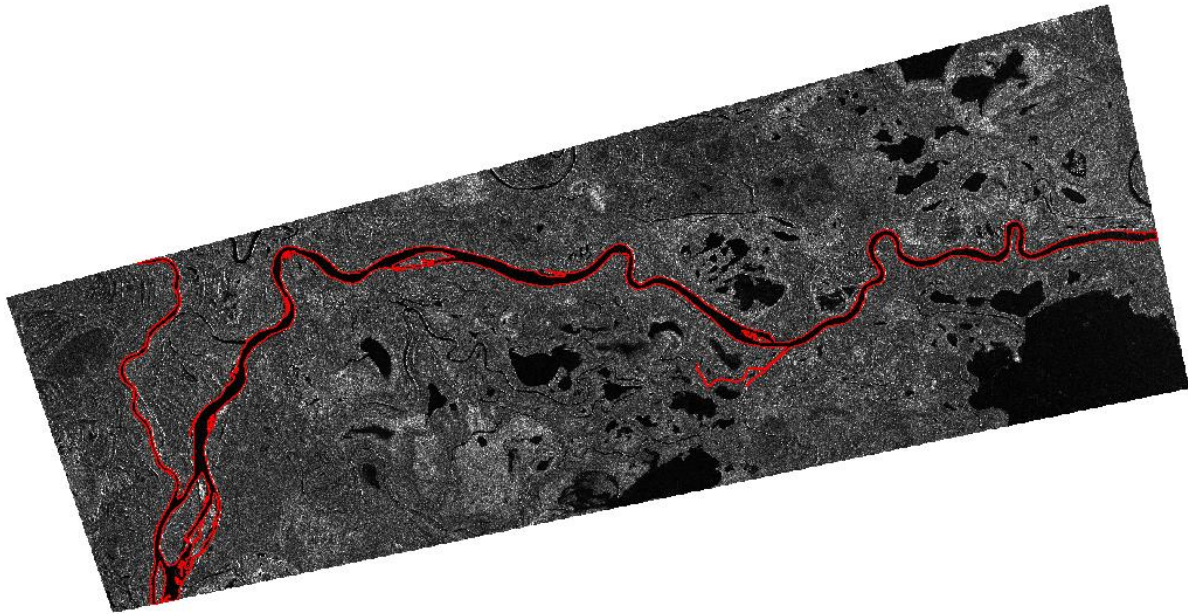


Image Radarsat-2 du 19 septembre 2012

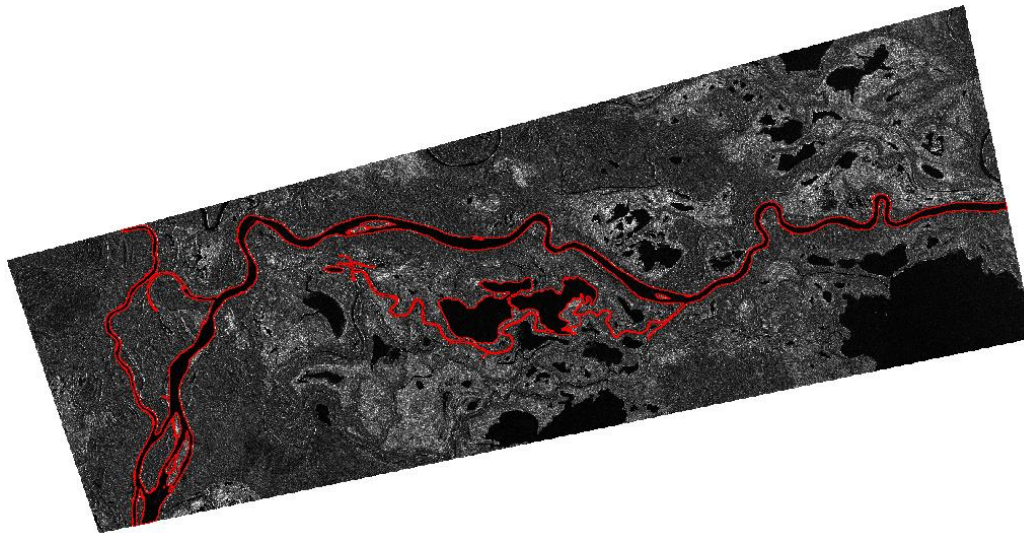


Image Radarsat-2 du 26 août 2012

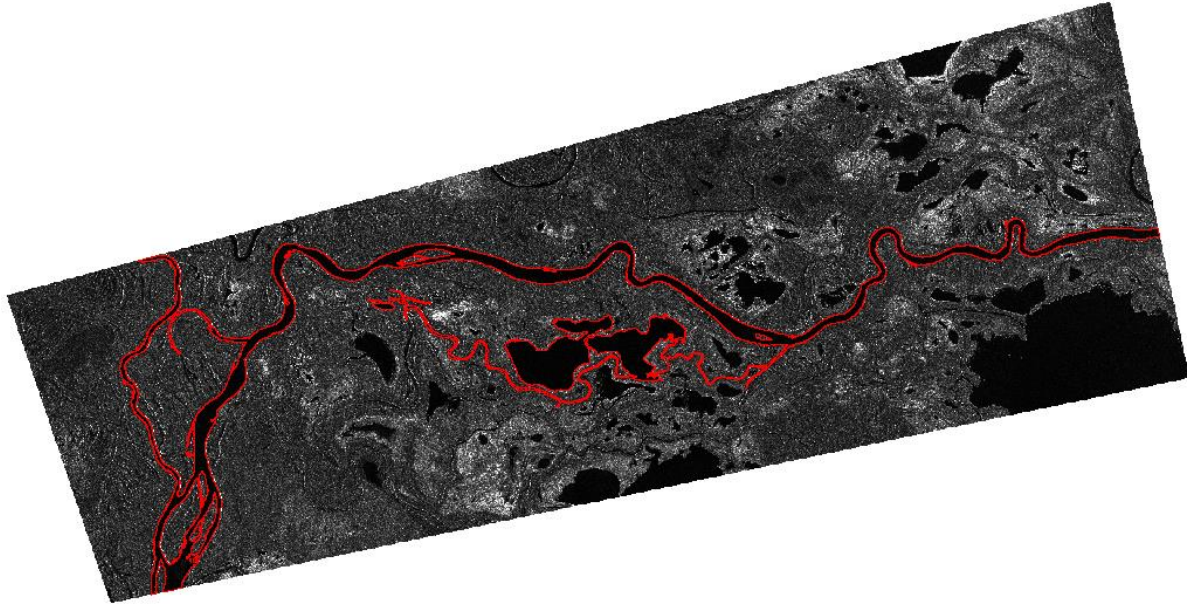


Image Radarsat-2 du 2 août 2012

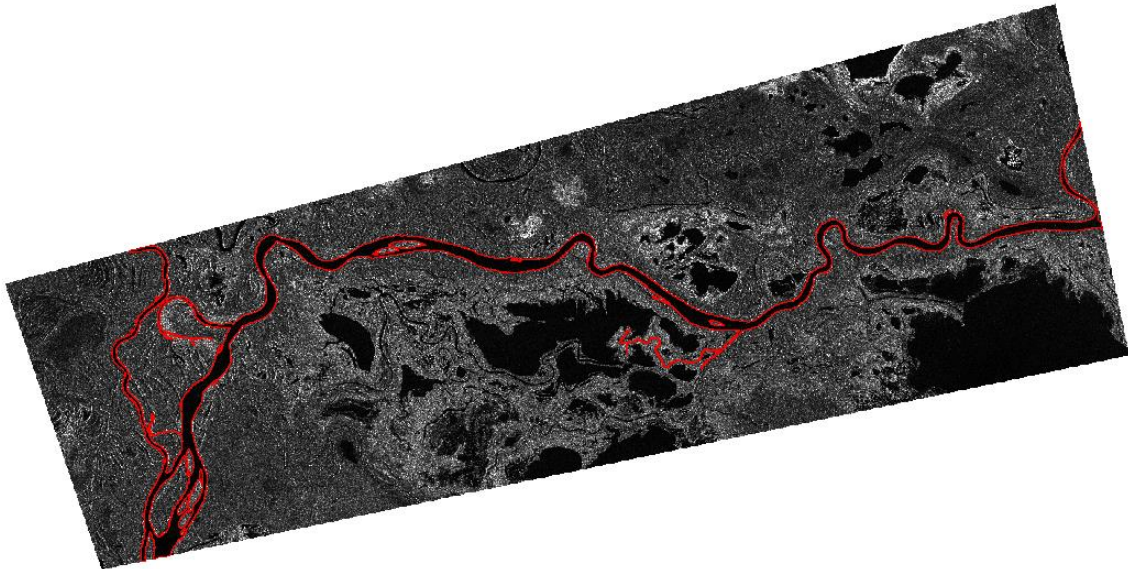


Image Radarsat-2 du 9 juillet 2012

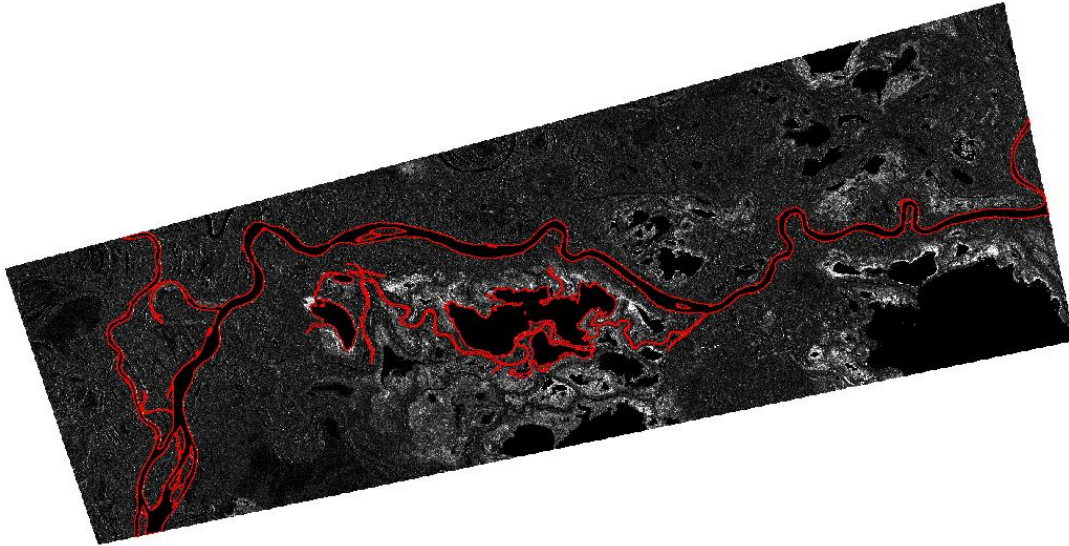


Image Radarsat-2 du 15 juin 2012

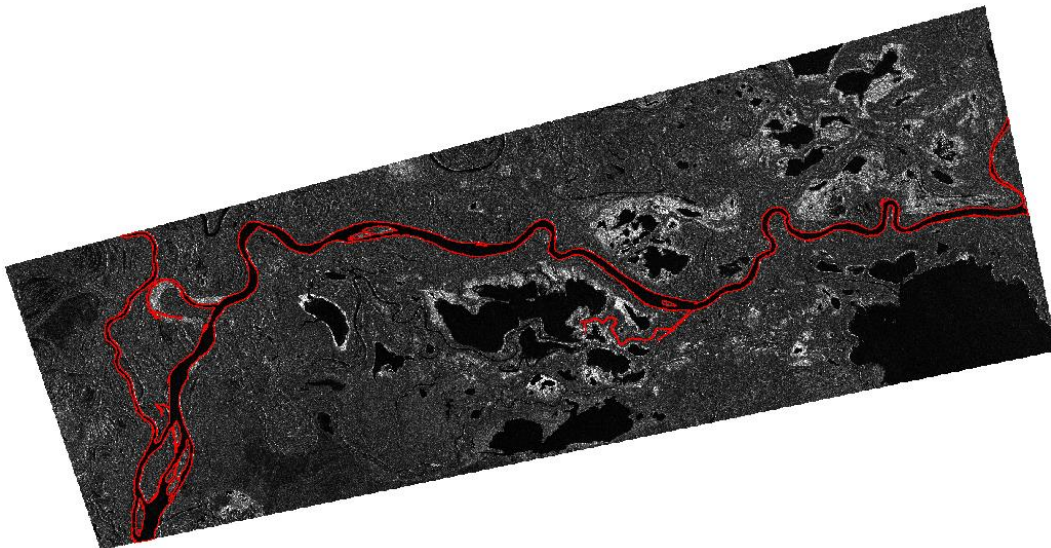


Image Radarsat-2 du 22 mai 2012

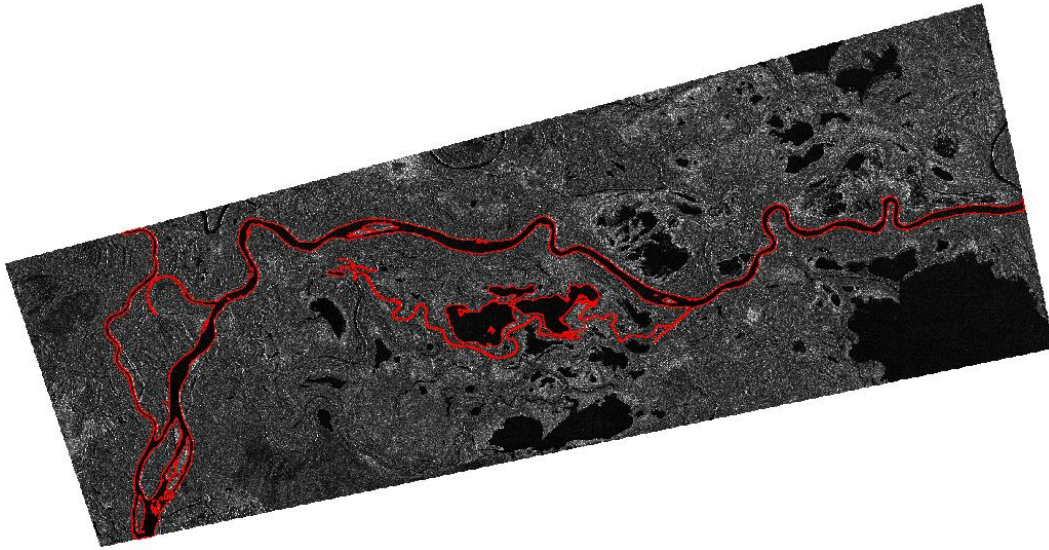
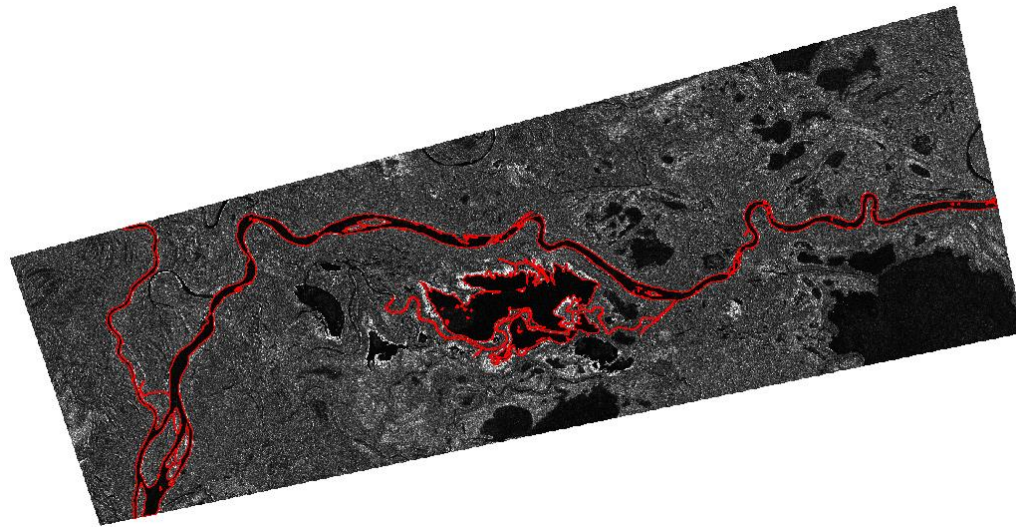


Image Radarsat-2 du 28 avril 2012



AnnexeII

	2012	2015	2016
Nombre de points	44	28	25
Sections transversales	379.042	219.215	306.7547
	460.285	306.755	379.0424
	1960.069	460.2854	1960.069
	2054.898	1960.069	2522.482
	2143.165	2054.898	2861.834
	2637.36	2143.165	3205.482
	2648.847	2226.01	3254.287
	2678.551	2378.937	3392.37
	2711.068	2554.62	4131.429
	2735.791	2895.024	4280.922
	2861.834	2996.727	4652.454
	2861.834	3057.568	5054.284
	2895.024	3424.907	5122.428
	3322.633	3742.55	5513.679
	3348.536	3759.575	5626.141
	3498.774	4084.69	6270.727
	3544.434	4238.62	6361.157
	3673.056	4346.564	6381.658
	3700.525	5033.404	6515.886
	3728.79	5203.279	6540.811
	3742.55	5224.998	6596.55
	3759.575	5570.048	6942.359
	4190.906	6173.654	6976.925
	4929.17	6672.988	6989.925
	4945.59	6717.24	7002.965
	4962.66	6742.109	
	4974.72	6889.04	
	4986.59	7002.964	
	4993.966		
	5012.77		
	5033.404		
	5542.219		
	5796.042		
	6063.45		
	6092.562		
	6226.849		
	6270.727		
	6361.157		
	6515.886		
	6596.55		
	6625.24		
	6960.897		
	6976.975		
	6989.719		